Ein diatektisch-metablastischer Übergangsbereich im Mambacher Granit, Südschwarzwald

Inaugural-Dissertation

zur

Erlangung der Doktorwürde

der

Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät

der Freien Universität Berlin

vorgelegt von

Reinhard Ballhorn

aus Paderborn

1970

Ein diatektisch-metablastischer Übergangsbereich im Mambacher Granit, Südschwarzwald

Inaugural-Dissertation

zur

Erlangung der Doktorwürde

der

Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät

der Freien Universität Berlin

vorgelegt von

Reinhard Ballhorn

aus Paderborn

1. Referent: Professor Dr. Karl R. Mehnert
2. Referent: Professor Dr. Max Richter

Tag der mündlichen Prüfung: 27. April 1970

Tag der Promotion: 15. JUNI 1970

UNIV.
LEIDEN
BIBL.

Inhaltsverzeichnis

	Seite
1. EINLEITUNG	1
1.1 Problemstellung	1
1.2 Nomenklatur	3
2. KARTIERUNG	4
2.1 Allgemeines	4
2.2 Regionale Verbreitung der auftretenden Gesteine	7
3. GESTEINSBESCHREIBUNG	21
3.1 Gneisaltbestand	21
3.1.1 Biotit - Hornblende - Gneise	21
3.1.2 Biotit - Plagioklas - Gneise	33
3.1.3 Biotit - Plagioklas - Kalifeldspat - Gneise	38
3.1.4 Graphische Darstellung der Modalbestände und chemischen Analysen des Gneisaltbestandes	49
3.2 Schlierige Übergangstypen zum Mambacher Granodiorit	53
3.3 Mambacher Granodiorit	59
3.4 Granodiorit des unteren Wehratales ("Wehratalsyenit")	72
3.5 Mambacher Granit	75
3.6 Zusammenfassende graphische Darstellung der Modalbestände und chemischen Analysen des Mambacher Granits und Granodiorits sowie der Granodiorite des unteren Wehratals und Wehra-Wiesentals	81
3.7 Einschlüsse	88
4. PETROGENETISCHER TEIL (Zusammenfassung und genetischer Deutungsversuch)	96
4.1 Geologischer Feldbefund	96
4.2 Diskussion des mikroskopischen Befundes	97
4.3 Modalbestände und chemische Analysen	108
4.3.1 Altbestände im Mambacher Gesteinskomplex	109
4.3.2 Genetische Verknüpfung der einzelnen Gesteinstypen	115
4.4 Mambacher Granodiorit und sein Rahmen	127

Seite

5. ZUSAMMENFASSUNG 132

6. LITERATURVERZEICHNIS 137

7. ANHANG

Tabellen der geochemischen Reihenanalysen
Tabellen der quantitativen Mineralbestände
Tabellen der Typuslokalitäten
2 Karten

1. EINLEITUNG

1.1 Problemstellung

In den letzten Jahren ist die Bildung granitoider Gesteine erneut heftig diskutiert worden, da eine Reihe experimenteller Arbeiten neue Impulse in die Diskussion brachte. Besonders umstritten sind dabei jene Grundgebirgsbereiche, in denen nach feldpetrographischem Befund ein kontinuierlicher Übergang von Gneis zu Granit vorzuliegen scheint. Daher kommt dem Übergangsbereich eine besondere Bedeutung bei der Lösung des Problems zu, denn in ihm sind die Zwischenstufen einer Entwicklungsreihe fixiert, die einen Hinweis auf die Bildung des Endprodukts "Granit" geben.

Diese Übergangsbereiche sind in detaillierter Entwicklung nur in sehr tiefen Krustenanteilen angeschnitten. Häufig ist zwischen den Granitkomplexen und ihren metamorphen Rahmen je nach Tiefenlage des Anschnittes eine mehr oder weniger breite, kontinuierliche Übergangszone ausgebildet. Von einer Reihe von Bearbeitern wird in diesem lückenlosen Übergang eine Beweis für eine metasomatische In - situ - Granitbildung gesehen. Andere deuten den Übergangsbereich als breiten, schlierigen Angleichungskontakt des Granits zu seinem Rahmen. Turbulente Bewegungstexturen in der Kontaktzone weisen jedoch darauf hin, daß es sich tatsächlich vielfach um hochgeschleppte Intrusivkontakte handelt. Wie aus dem oben Gesagten hervorgeht, ist die Grenze zwischen metamorphen (metablstischen) und magmatischen (anatektischen) Prozessen fließend (ERDMANNSDÖRFER, 1948, HUTTENLOCHER, 1947, et al.). Besondere Schwierigkeiten bei der Deutung solcher petrogenetischer Zwischenbereiche entstehen, wenn bestimmte metablastisch vorgeprägte Gesteinstypen im Bereich der Anatexis mobilisiert werden. In solchen Fällen fehlen häufig die metatektischen, das heißt partiell mobilisierten Glieder, so daß sich metablastische und diatektische Strukturen durchdringen.

Derartige Fälle sind vor allem in Grundgebirgsbereichen verbreitet, die regionalen Feldspatblastesen ausgesetzt waren, oder deren Altbestände in Form homogener leukokrater Mischgneise beziehungsweise Orthogneise vorliegen, wie zum Beispiel in weiten Teilen des fennoskandischen Schildes. Aber auch im Schwarzwald können derartige Phänomene studiert werden. Für die Untersuchungen wurde der Mambacher Syntexit - ein sehr heterogen zusammengesetzter Gesteinskomplex aus dem Südschwarzwald - ausgewählt. Während sich nämlich im skandinavischen Grundgebirge die metasomatischen Prozesse im wesentlichen durch intensive Kalifeldspat-Metasomatose weitgehend im offenen System vollzogen haben, sind dagegen im Schwarzwald die mit der Gesteinsentwicklung gekoppelten geochemischen Prozesse in der Regel nicht so komplexer Natur. Da die Anatexis der entscheidende gefügeprägende Akt im Untersuchungsgebiet ist und das Gefüge nicht durch andere Vorgänge, wie zum Beispiel jüngere Deformationen, schwer deutbar wird, lassen sich die genetischen Beziehungen zwischen "Granit" und Gneis am Beispiel des Mambacher Syntexits gut studieren.

Der Mambacher Syntexit liegt als ein im Grundriß gestreckter, NNW-SSE-streichender Plutonkörper zwischen dem Granodiorit des Wehra-Wiesentales im Osten und dem Malsburggranit im Westen (s. Abb. 1). In der Diplomarbeit des Verfassers (BALLHORN,1963), die eine Neubearbeitung des Gebietes zwischen Großem- und Kleinem Wiesental brachte, wurde im wesentlichen eine quantitative Erfassung der auftretenden Gesteinstypen gegeben. Dabei stellte es sich heraus, daß der Aufbau noch wesentlich komplizierter ist als bisher angenommen. Folgende Hauptgesteinsgruppen beteiligen sich am Aufbau des Syntexits:

a) Metablastisch- bis diatektisch veränderte Altbestände
b) Granitische bis granodioritische, homophane Gesteinsvarietäten
c) Intrusive Quarzdiorite
d) Aplitgranit

Die in der Regel metablastisch veränderten Gneise bilden vielfach mit den homophanen, granitischen- bis granodioritischen Gesteinen kontinuierliche Übergänge. In dieser Arbeit wird somit das Gewicht speziell auf diesen Bereich innerhalb des Mambacher Syntexits gelegt. Gleichzeitig werden andere Gesteine in die Betrachtungen mit einbezogen, sofern sie zur Deutung weitere Hinweise liefern.

1.2 Nomenklatur

Nach SCHEUMANN (1937) bezeichnet Syntexit ein Mischgestein, das durch "Zusammenschmelzen" von festem Material und Mischung mit magmatogenen Anteilen entstanden ist. Da für den in der vorliegenden Arbeit untersuchten Gesteinsverband eine intensive "Durchmengung" verschiedener Gesteinstypen charakteristisch ist, wird im folgenden der Ausdruck Syntexit von Mambach beibehalten. In Anlehnung an DIETRICH und MEHNERT (1960) und MEHNERT (1962) wurden die weitgehend anatektisch veränderten Gesteine nach ihrem petrographischen Charakter bezeichnet, das heißt im wesentlichen ungenetisch. Die Benennung der mehr oder weniger homophanen Gesteine erfolgte aufgrund ihres Modalbestandes nach dem Nomenklaturvorschlag von STRECKEISEN (1966).

2. KARTIERUNG

2.1 Allgemeines

Der Schwarzwald wird durch die Kulmzone Badenweiler-Lenzkirch in zwei, ihrem petrographischen Erscheinungsbild nach sehr verschiedene Grundgebirgsbereiche geteilt. Im Norden bilden die Gneisanatexite des Feldberg-Schauinsland-Massivs und des Belchengebietes einen petrogenetisch mehr oder weniger einheitlichen Komplex, während im Süden das prävariskische Grundgebirge aus heterogenen Gneisen, Gneisanatexiten und Metabasiten aufgebaut ist. Dieser Bereich ist von Granitplutonen, die einer bestimmten zeitlich-stofflichen Abfolge angehören, durchbrochen (HOENES, 1948). Einer dieser variskischen Intrusionskörper liegt zwischen dem Granodiorit des Wehra-Wiesentales im Osten und dem Malsburger Granitpluton im Westen. Er wurde von HOENES (1948) als Mambacher Hybridgranit bezeichnet. Nach HOENES setzt er sich aus folgenden Gesteinsanteilen zusammen:

a) reliktisch erhaltene Gesteine des älteren, vorgranitischen Rahmens (Altbestand)
b) mehr oder weniger weitgehend umgewandeltes Altbestandsmaterial
c) zugeführte magmatische Anteile im wesentlichen granitischer Zusammensetzung
d) Mischgesteine zwischen a, b und c

Letztere wurden von HOENES als "syntektische" Bildungen bezeichnet. Sie stellen den häufigsten Gesteinsanteil innerhalb des gesamten Komplexes dar. In einer zusammenfassenden geologisch-petrographischen Übersichtsdarstellung des Südschwarzwaldes bezeichnen METZ und REIN (1958) das Verbreitungsgebiet des Mambacher Hybridgranits als syntektischen Komplex von Mambach (SM). Kennzeichnend ist für diesen Grundgebirgsbereich nach METZ und REIN, daß in ihm im großen

Umfang eine Assimilation anatektisch veränderten Altbestandes durch ein zugeführtes granitisches Magma stattgefunden hat. Letzteres erfuhr dadurch eine mehr oder weniger starke Veränderung seines ursprünglichen Mineralbestandes und Chemismus. Wie aus der Abbildung 1 ersichtlich ist, nimmt die Gruppe der Glimmersyenite und Glimmerdiorite (GlSy) neben Altbestandsschollen (b) recht große Bereiche ein. Während sich jedoch letztere am West- und Südostkontakt häufen, sind die Glimmersyenite und Glimmerdiorite mehr oder weniger unregelmäßig über den gesamten syntektischen Komplex verteilt.

Die feldpetrographische Aufgabe bestand zunächst in einer Neukartierung dieses heterogenen Grundgebirgsbereiches. Zu einer Detailkartierung im Maßstab 1:10 000 erwiesen sich zwei Teilgebiete als geeignet, die in Abbildung 1 umrandet sind. Die Neuaufnahmen (s. Anhang) wurden in der Zeit von 1965-67 durchgeführt. Als Unterlagen dienten die Meßtischblätter WIES (8212), SCHÖNAU (8213) und WEHR (8313) sowie die geologisch-petrographische Übersichtskarte des Südschwarzwaldes (1:50 000) nebst Erläuterungen (METZ und REIN, 1958). Weiterhin wurden folgende ältere Arbeiten bei der Neuaufnahme berücksichtigt: ERDMANNSDÖRFFER (1901), PHILIPP (1910), WILSER (1932), HOENES (1940, 1948, 1955), ZIMMERLE (1951), REIN (1954).

Die Abbildung 2 stellt den Bereich der Detailkartierung zwischen Großem und Kleinem Wiesental dar. Die Grenzen dieses Gebietes sind: im Westen die Kleine Wiese, im Südosten der Malsburger Granitpluton, im Süden die Gitterlinie 528700 und im Osten die Gitterlinie 341700. Vom Tal der Kleinen Wiese (470 m) steigt nach Osten das Gelände bis auf 1077 m (Zeller Hochblauen) an, fällt dann zum Großen Wiesental bis auf 465 m ab und erhebt sich wieder bis zur Hochfläche von Ehrsberg (900 m). Der Zeller Hochblauen bildet einen breiten, leicht nach Norden abfallenden Rücken zwischen den beiden N - S verlaufenden Tälern der Großen und Kleinen Wiese. Die in sie entwässernden Seitenbäche folgen meist den tektonischen Hauptstrukturen.

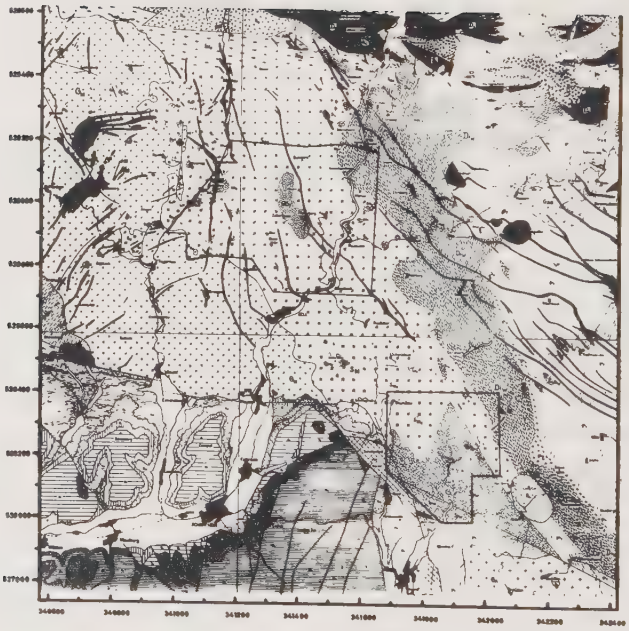


Abb. 1 Ausschnitt aus der geologisch-petrographischen Übersichtskarte des Südschwarzwaldes von R. METZ und G. REIN (1958). Die eingezeichneten Felder im Syntexit von Mambach stellen die vom Verfasser neu kartierten Teilgebiete dar.

In der Abbildung 4 ist das Gebiet der zweiten Detailkartierung dargestellt. Es umschließt den Bereich zwischen dem Haselbach und dem unteren Wehratal. Die nördliche Grenze bildet die Gitterlinie 528400. Als Folge der jungquartären Hebung des Südschwarzwaldes haben sich Haselbach und Wehra mit ihren Seitenbächen tief in die Hochflächen von Gersbach und des Hotzenwaldes eingeschnitten (TREFZGER, 1965). Das Entwässerungsnetz bildet auch hier die tektonischen Grobstrukturen ab, die wahrscheinlich prävariskisch angelegt, im weiteren Verlauf der Erdgeschichte wiederholt auflebten. Im Zusammenhang mit der tertiären Hebung des gesamten schwarzwälder Grundgebirges entstanden die meist steilen Eintalungen.

2.2 Regionale Verbreitung der auftretenden Gesteine *

Die beiden Detailkartierungen (s. Anhang) stellen sehr heterogen zusammengesetzte Teilgebiete des Mambacher Gesteinskomplexes dar. Auf Grund der engen Beziehung zwischen mehr oder weniger veränderten Gneisen und granodioritischen bis granitischen, im wesentlichen magmatischen Anteilen sind die ausgewählten Teilbereiche für die hier vorliegende Problemstellung besonders geeignet. Es wurden folgende petrographische Einheiten in der Kartierung ausgeschieden:

1) Altbestand
   - Gneisaltbestand
   - Amphibolite und Kalksilikatfelse
2) Gruppe der Quarzdiorite
3) Mambacher Granodiorit
4) Mambacher Granit
5) Porphyre
6) Lamprophyre

Obgleich sich innerhalb der Gruppe des Gneisaltbestandes mehrere Gneisvarietäten deutlich voneinander unterscheiden lassen, war dennoch eine gesonderte Ausscheidung auf den beiden geologisch-petrographischen Karten (s. Anhang) aufgrund

* Die Typuslokalitäten der einzelnen Gesteine sind in einer Tabelle im Anhang aufgeführt.

der engräumigen Vergesellschaftung der einzelnen Arten und wegen der zum Teil schlechten Aufschlußverhältnisse nicht möglich. In seiner regionalen Verbreitung zeigt der Gneisaltbestand zwei Schwerpunkte. Einmal stellt er im Westen zwischen Zeller Hochblauen und Malsburger Granit einen größeren Flächenanteil, zum anderen tritt er im unteren Wehratal zwischen Wehratalsyenit und Granodiorit des Wehra-Wiesentales in geschlossenen Bereichen auf. Bei einer genauen Untersuchung ergab sich, daß der Gneisanteil im Westen vom Zeller Hochblauen in Richtung auf den Malsburggranit zunimmt. Während zwischen Kleinem Wiesental und Malsburggranit die Aufschlußfläche im wesentlichen von Gneisen eingenommen wird, treten zwischen Zeller Hochblauen und Kleinem Wiesental die Gneise nur noch in größeren Schollen auf (z.B. zwischen Ochsenstelle - Frommsried - Laubekopf). Weiter nach Osten baut der Gneisaltbestand -nur noch in Resten erhalten- die Kuppen und Höhenrücken (Zeller Hochblauen, Schloßberg-Bubshorn, etc.) auf.

Innerhalb des Mambacher Gesteinskomplexes stellen Amphibolite und Kalksilikatfelse nur einen sehr untergeordneten Anteil des noch erhaltenen Altbestandsrahmen dar. Die Amphibolite liegen teils als kleine (0,2 - 0,5 m) Schollen in den Gneisen, teils bilden sie bis zu 100 x 50 m große Linsen. Am Weg liegende Amphibolitrollblöcke auf der Blauer Ebene zeigen cm-breite plagioklasreiche Metatekte mit Hornblendeaggregaten. Im Gegensatz zum Mambacher Gesteinskomplex treten im Granodiorit des Wehra-Wiesentales, soweit er in der vorliegenden Arbeit kartographisch miterfaßt wurde, zahlreiche Amphibolitlinsen auf (z.B. am Burstel und Wühreloch im Großen Wiesental, im Wehratal südlich von "Ob dem Hirschsprung", etc.).

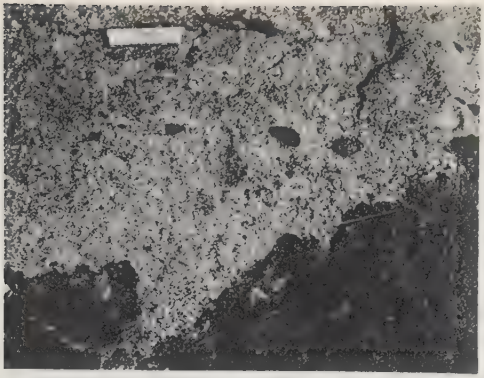
Kalksilikatfelse bilden länglich-linsenförmige (0,1-0,5 m) Einschlüsse im Gneisaltbestand. Im Wehratal wurden sie als Einschaltungen in feinstreifigen Amphibolitlinsen beobachtet.

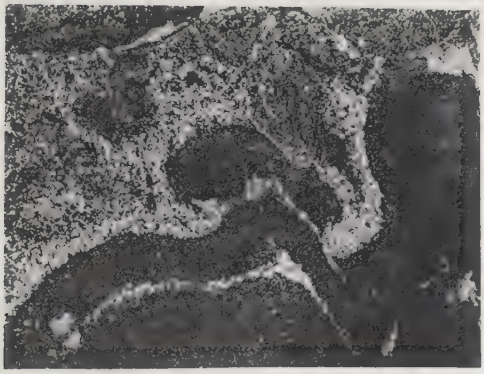
Mit dem noch erhaltenen Gneisrahmen sind durch einen schlierigen Übergangsbereich granitische und granodioritische Gesteinsvarietäten eng verknüpft. Bei der Bearbeitung stellte sich heraus, daß diese in ihrem Aussehen stark wechselnden Varietäten eine selbständige petrographische Einheit bilden. Sie wurde als Mambacher Granodiorit bezeichnet. Dieser Granodiorit unterscheidet sich deutlich von dem eigentlichen Mambacher Granit, wie später noch eingehend ausgeführt wird. Größere geschlossene Bereiche nimmt der Granodiorit im Westen zwischen Langensee-Scheuerleberg und Ochsenstelle ein. Weiterhin ist er am Südosthang des Zeller Hochblauen sowie zwischen Hirschkopf und Buckwald und auch östlich von Glashütten zwischen Unt.- und Ob.Ried in größeren Massen angeschnitten. Zwischen Großem Wiesental und Glashütten tritt der Granodiorit in kleinen Schollen im eigentlichen Mambacher Granit auf.

Phänomenologisch dem Mambacher Granodiorit ähnliche Varietäten bilden zum Teil den blastischen Rand des Malsburger Granitplutons, so daß die Festlegung des Südwestkontaktes vor allem an denjenigen Stellen erhebliche Schwierigkeiten macht, wo der Mambacher Granodiorit an die granodioritische Randfazies des Malsburger Granits grenzt (ZIMMERLE, 1951).
Wie aus der Kartierung, die den Bereich des unteren Wehratales umfaßt (s.Anhang), hervorgeht, ist zwischen Paragneisanatexiten des Hotzenwaldes im Südwesten und dem Granodiorit des Wehra-Wiesentales im Nordosten der "Wehratalsyenit" als selbständige Einheit ausgeschieden worden. In seinem makroskopischen Aussehen gleicht er dem Mambacher Granodiorit. Da der "Wehratalsyenit" im Mittel einen granodioritischen Modalbestand und Chemismus hat, wird er im weiteren Verlauf der Arbeit als Granodiorit des unteren Wehratales bezeichnet.

In dem heterogenen Verband von feinkörnig-reliktischen Altbestandsanteilen und mehr oder weniger stark anatektisch umgewandelten Gneisen, verknüpft mit homophanen granitisch bis granodioritischen Gesteinsvarietäten, befinden sich die Quarzdiorite. Durch BÜSCH (1964, 1966) erfolgte eine eingehende mikroskopische quantitativ mineralogische sowie geochemische Bearbeitung der Quarzdioritgruppe. Aus diesem

Grund wird hier auf eine ausführliche Besprechung verzichtet. Als Ergänzung zu den früheren Darstellungen dieser Gesteinsgruppe werden dafür die verschiedenen im Gelände zu beobachtenden Auftrittsformen im folgenden näher beschrieben, weil im Untersuchungsgebiet sich eine Reihe interessanter Aufschlüsse befinden. Die Vorkommen sind in der Regel lokal sehr begrenzt. Es handelt sich meistens um längliche bis ovale Körper, die scharfe Grenzen zum Nebengestein haben und Intrusivkontakte aufweisen. Durch den Steinbruch GLATT bei Oberelbenschwand sind drei verschiedene Quarzdioritvarietäten angeschnitten, die mit scharfem Kontakt aneinandergrenzen. Neben einer sehr feinkörnigen, hellen Art tritt in der Mitte des Steinbruchs eine dunkle, fein- bis mittelkörnige Form auf, die am S - Stoß an eine grobkörnige, melanokrate Varietät grenzt. Die beiden ersten Arten werden von granitoiden Gängen durchzogen, die durch assimiliertes, quarzdioritisches Material hybridisiert sind (Abb. 6 bis 8). Quarzdioritische Einschlüsse - manchmal parallel zum Kontakt liegend - sind teils gedreht, teils zu Schlieren ausgezogen. Nicht selten sind die Quarzdiorite von granitoider Substanz völlig durchtränkt, und es entstanden Gesteine, die in ihrem Aussehen dem Mambacher Granodiorit gleichen. Ein weiteres Quarzdioritvorkommen ist durch einen Steinbruch am Bubshorn aufgeschlossen. Es handelt sich um einen gestreckten NNE-SSW streichenden Körper, der mit tektonischem Kontakt in seinem Rahmen steckt. Auch hier treten mehrere Varietäten auf, die sich im wesentlichen in ihrer Korngröße und in ihrem Mafitgehalt makroskopisch voneinander unterscheiden lassen. Am Westhang des Buckwaldes ist durch einen alten Schurf ein mittelkörniger, hornblendereicher Quarzdiorit aufgeschlossen. In Anbetracht des Hangknicks und der Verbreitung von Lesesteinen handelt es sich wahrscheinlich um einen ca. 30 x 100 m großen Flächenaustritt. Am Laubekopf steht ein schmaler 1 - 2 m mächtiger Quarzdioritgang an. Es ist das einzige eindeutig gangförmige Vorkommen im Untersuchungsgebiet. Neben den großen, häufig durch





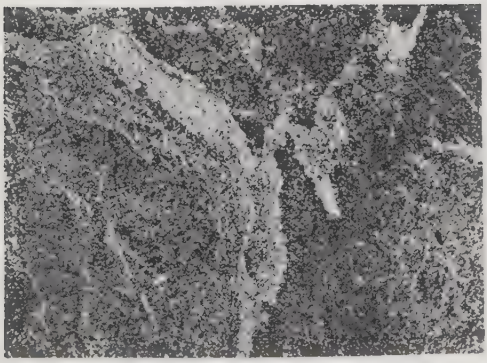


Abb. 6 bis 8 Verschiedene Mischungsstadien von Quarzdiorit mit granitoiden Schlieren. Es bilden sich granodioritähnliche Mischtypen. Fundort: Steinbruch Glatt, Oberelbenschwand.

Steinbrüche aufgeschlossenen Vorkommen treten noch mehrere rundliche, 1 m^3 große Geröllblöcke auf (z.B. am Südwesthang des Zeller Hochblauen, am Glaserkopf etc.). Hierbei handelt es sich wahrscheinlich um herausgewitterte Einschlüsse. Zusammenfassend läßt sich folgendes über die Lagerungsverhältnisse sagen:

Es handelt sich überwiegend um rundliche bis linsenförmige Körper, die mit scharfem Kontakt im Gneisrahmen stecken, zum Teil mit steilstehenden Grenzflächen. Die primären Kontakte sind vielfach tektonisch überprägt (s. Vorkommen Bubshorn). Nur in seltenen Fällen ist eine gangförmige Auftrittsform nachweisbar (s. Vorkommen am Laubekopf). Vereinzelt sind rundliche 0,5 - 1 m^3 große Blöcke aus dem Hangschutt herausgewittert. Die Größe der Austrittsform ist sehr unterschiedlich und kann zwischen 1 m^2 und 100 m^2 variieren. Ein Teil der Vorkommen ist nur auf Grund von Lesesteinfunden nachweisbar, und ihre Ausdehnungen und Formen bleiben unbekannt. Mit großer Wahrscheinlichkeit handelt es sich bei allen Vorkommen um scharf begrenzte Körper, die nach ihrer intrusiven Platznahme zum Teil durch verschiedenste Vorgänge (Deformationen, jüngere Intrusionen, die die Unstetigkeitsflächen als Aufstiegswege benutzten) ihre primären Kontakte verloren haben und jetzt als mehr oder weniger isolierte Massen im anatektisch mobilisierten Gneisrahmen stecken oder von jüngeren Intrusiva umschlossen werden.

Wie die beiden Detailkartierungen (s. Anhang) zeigen, umfaßt der Mambacher Granit den größten Anteil aller durch die heutige Oberfläche angeschnittenen Gesteine. Er tritt als geschlossener Bereich von der Ost- und Südflanke des Zeller Hochblauen bis nach Glashütten-Mettlen auf. Eingelagert sind Schollen des Mambacher Granodiorits. In der Kontaktnähe zum Granodiorit des Wehra-Wiesentales (DiW) ist der Granit durch feinkörnig-mafitreiche Schollen verändert. Im westlichen und südöstlichen Randbereich, dort wo Altbestand und Mambacher

Granodiorit den Hauptgesteinstyp bilden, tritt der Mambacher Granit nur noch in Form zahlreicher Gänge auf. Die Mächtigkeiten dieser Granitgänge bewegen sich zwischen einigen Zentimetern und mehreren Metern. Daher sind die Gänge in den beiden geologisch-petrographischen Karten im Maßstab 1:10000 nicht immer darstellbar.

Im gesamten Mambacher Gesteinskomplex, wie auch im Granodiorit des Wehra-Wiesentales, tritt eine Reihe von verschiedenen jungvariskischen Porphyren (feinkörnige Porphyre, Granitporphyre und Quarzporphyre) auf, die bei der Kartierung unter einer einheitlichen Signatur zusammengefaßt wurden. Es handelt sich häufig um Gangschwärme, die zum Teil vom Malsburger Granit aus, NNW-SSE oder E-W steichend, den Mambacher Gesteinskomplex durchsetzen.

Als jüngste Intrusiva kommen in geringmächtigen (0,1 - 1 m) Gängen Lamporphyre im gesamten Komplex ohne Bevorzugung einer bestimmten Richtung vor.

Zusammenfassen ergibt sich für die regionale Verteilung der einzelnen Gesteine folgendes Bild:

1) Zwischen Zeller Hochblauen und Malsburggranit im Westen wird der größte Teil der Aufschlußfläche nicht vom Mambacher Granit sondern aus älteren Gesteinen aufgebaut. Im Südwesten zwischen Malsburggranit - Holl - Langensee - Elbenschwand treten Biotit - Plagioklas - Kalifeldspat - Gneise in größerem zusammenhängendem Verband auf. Eigeschaltet sind verschiedene andere Gneistypen. Dieser heterogene Gneiszug streicht etwa NNE. Nach Osten zu wird er durch einen meist schlierigen Übergangsbereich abgelöst, der in weitgehend homogene granitisch bis granodioritische Gesteine (= Mambacher Granodiorit) übergeht.
2) In diesem komplizierten Gesteinsverband sind mit durchgreifenden Kontakten kleine Stöcke, Linsen oder Gänge von Quarzdioriten eingelagert.
3) Im unteren Wehratal sind ähnliche Verbandsverhältnisse anzutreffen wie im westlichen Kontaktbereich. In den mehr oder weniger stark veränderten Gneisen stecken mehrere Amphibolitlinsen und Quarzdiorite.
4) Der Mambacher Granit steigt mit relativ flachen Kontakten von Südosten unter dem noch vorhandenen Altbestand auf und erreicht zwischen Hoher Möhr und Großem Wiesental seinen Kulminationspunkt. Nach Nordwesten taucht er wieder unter ältere Gesteine ab.

Abb. 9 und 10 Schlierkontakte zwischen Mambacher Granodiorit und Quarzdiorit. Kalifeldspatbildung im Quarzdiorit. Fundort: Käsern (Rollblöcke). Länge der unteren Bildkante: 0,50 m

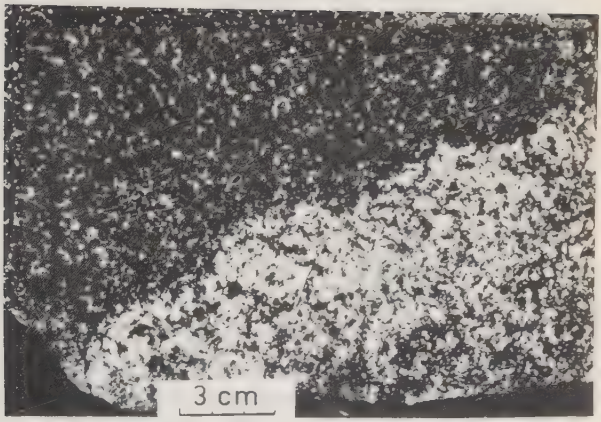


Abb. 11 Kontakt zwischen Mambacher Granodiorit und hornblendereichem Quarzdiorit. Kontaktfläche scharf aber unregelmäßig. Im Kontaktbereich ist der Granodiorit hornblendeführend (meist in Form von Hornblendenestern). Fundort: Buckwald bei Elbenschwand

Aus der regionalen Verbreitung und den zu beobachtenden Verbandsverhältnissen läßt sich für die im Untersuchungsgebiet auftretenden Gesteine in groben Zügen eine relative Altersfolge aufstellen. Ohne Zweifel stellen die noch vorhandenen Gneise den ältesten, vermutlich prävariskischen Anteil dar. Das jüngste Intrusivgestein - ausgenommen die spätvariskischen Porphyre und Lamprophyre - bildet der Mambacher Granit. In den zeitlichen Zwischenraum fallen der Mambacher Granodiorit und die Quarzdiorite. Ihre gegenseitige Altersbeziehung läßt sich wegen der schlechten Aufschlußverhältnisse nicht mit Sicherheit bestimmen. Nur an zwei Stellen sind zwischen beiden Gesteinen Kontakte aufgeschlossen. In einem Fall handelt es sich um einen Schlierenkontakt (Abb. 9 und 10), der keinen eindeutigen Hinweis auf die Altersfolge gibt sondern nur vermuten läßt, daß der Mambacher Granodiorit als Jüngeres mit dem im Gneisgebirge steckenden Quarzdiorit schlierenartig vermischt wurde. Einen weiteren Hinweis auf das jüngere Alter des Granodiorits geben die Kontaktverhältnisse des Vorkommens Buckwald. Größere Hornblendenester im Granodiorit in unmittelbarer Kontaktnähe weisen daraufhin, daß der Granodiorit in geringem Umfang quarzdioritisches Material assimiliert hat (Abb. 11).

Auch innerhalb des noch vorhandenen Altbestandes läßt sich eine relative Altersfolge aufstellen. Amphibolitschollen und -linsen sowie Kalksilikatfelseinlagerungen liegen in den mittelkörnigen Biotit - Plagioklas - Kalifeldspat - Gneisen. Gleichzeitig bilden auch dunkle, feinkörnige Biotit - ($\pm$ Hornblende) - Plagioklas - Gneise Schollen und scharf begrenzte Einlagerungen in diesen Gneisen. Daraus ergibt sich zusammenfassend folgende relative Altersfolge:

1) Dunkle, teils massige, teils feingebänderte Biotit-($\pm$ Hornblende)-Plagioklas-Gneise, Amphibolite und Kalsilikatfelse
2) Übriger Gneisaltbestand. Bei ihm ist eine weitere Altersdifferenzierung nicht mehr möglich

3) Gruppe der Quarzdiorite
4) Mambacher Granodiorit
5) Mambacher Granit
6) Porphyre
7) Lamprophyre

Die Reihe 1 - 7 stellt die Altersfolge von den ältesten zu den jüngsten Gesteinen des Mambacher Komplexes dar.

Vergleicht man nun die Neuaufnahmen mit den früheren Darstellungen, so ergeben sich einige wesentlich Unterschiede (s. Abb. 2 und 3 sowie Abb. 4 und 5). Es sind jeweils die entsprechenden Ausschnitte aus dem Mambacher Gesteinskomplex im Maßstab 1:25 000 nach METZ und REIN (1958) den Neukartierungen gegenübergestellt. Dabei stellen die Abbildungen 3 und 5 verkleinerte, halbschematische Wiedergaben der Orginalkarten (s. Anhang) im Maßstab 1:25 000 dar. Eine generelle Übereinstimmung ergibt sich in der regionalen Verbreitung des Malsburggranits (MG) im Südwesten, des Granodiorits des Wehra-Wiesentales (DiW) im Nordosten und des zwischen beiden liegenden Mambacher Gesteinskomplexes. Während jedoch in der Darstellung von METZ und REIN der mehr oder weniger stark umgewandelte Gneisaltbestand als Einschlüsse im Mambacher Granit liegt (SM, Abb. 2), stellt er in der Neuaufnahme (Abb. 3) einen zusammenhängenden Verband dar, der von zahlreichen Granitgängen durchschlagen wird. Betrachtet man den südöstlichen Kontaktbereich des Mambacher Granits mit seinem Rahmen, so ergeben sich ähnliche Verteilungsverhältnisse zwischen Granit und Altbestandsanteilen (vergl. Abb. 4 und 5). Während in der Darstellung von METZ und REIN ein schmaler Streifen des Mambacher Granits über das Wehratal hinaus bis zum Langeckgranit zieht, wurden in der Neuaufnahme für diesen Bereich verschiedene Altbestände als Haupttypen kartiert (Abb. 5), die von Mambacher Granitgängen durchsetzt werden. Betrachtet man die übrigen Fremdgesteinsanteile des Mambacher Komplexes,

soweit sie in den beiden Teilkartierungen erfaßt wurden, ergeben sich weitere Unterschiede zu den früheren Darstellungen (HOENES, 1940, 1948, 1955, METZ und REIN, 1958). Unter der Bezeichnung der glimmerdioritoiden und syenitoiden Syntexite (HOENES, 1948), die den Glimmersyeniten und Glimmerdioriten in der Darstellung von METZ und REIN entsprechen (GlSy in Abb. 2 und 4), sind verschiedene Gesteinsanteile zusammengefaßt worden, wie aus den Neuaufnahmen (Abb. 3 und 5) hervorgeht. Zum Teil wurden hybride Varietäten des Mambacher Granits, teils Gesteinsvarietäten des Mambacher Granodiorits (MbGr) neben den eigentlichen Quarzdioriten unter dem Begriff der Glimmersyenite und -diorite zusammengefaßt. Auf der Seite 9 wurde auf die makroskopische Ähnlichkeit des Wehratalgranodiorits (= "Wehratalsyenit") mit dem Mambacher Granodiorit hingewiesen. Aus dem Vergleich zwischen den Abbildungen 4 und 5 ergibt sich, daß in der Darstellung nach METZ und REIN ein großer Teil des Mambacher Granodiorits zusammen mit anatektisch mobilisierten Gneisen als "Wehratalsyenit" bezeichnet ist.

Abb. 3 Teilgebiet aus dem syntektischen Komplex von Mambach nach METZ und REIN (1958). Maßstab: 1 : 25 000

GM Malsburger Granit
SM Syntektischer Komplex von Mambach
b Biotit- und amphibolreiche Paragneisanatexite
GlSy Glimmersyenite und Glimmerdiorite
DiW Granodiorit des Wehra-Wiesentales

Abb. 2 Der gleiche Ausschnitt aus dem syntektischen Komplex von Mambach nach BALLHORN (1969). Maßstab: 1 : 25 000

MG Malsburger Granit
MbG Mambacher Granit
MbGr Mambacher Granodiorit
DiW Granodiorit des Wehra-Wiesentales
gna Gneisanatexite

Quarzdiorit
Amphibolit
Hybride Partien im Mambacher Granit

Abb. 5 Teilgebiet aus dem syntektischen Komplex von Mambach nach METZ und REIN (1958). Maßstab: 1 : 25 000

SM_c Cordieritreiche Partien im Syntexit von Mambach
Syw Wehratalsyenit
gn_c Paragneisanatexite des Hotzenwaldes, Typ Hauensteiner Murgtal

Abb. 4 Der gleiche Ausschnitt aus dem syntektischen Komplex von Mambach nach BALLHORN (1969). Maßstab: 1 : 25 000
Bezeichnung und Signatur siehe Abbildung 3 und 5

3 GESTEINSBESCHREIBUNG

3.1 Gneisaltbestand

Auf Seite 7 wurde auf die schon makroskopisch deutlich wahrnehmbare Heterogenität der Gneise hingewiesen. Auf Grund des Modalbestandes und des mikroskopischen Gefüges wurde der Gneisaltbestand untergliedert in:

3.1.1 Biotit-Hornblende-Gneise

- 3.1.1.1 Intermediärer Biotit-Hornblende-Gneis, feinkörnig-reliktisch
- 3.1.1.2 Intermediärer Biotit-Hornblende-Gneis, mittelkörnig-gebändert
- 3.1.1.3 Biotit-Hornblende-Gneise, metablastisch

3.1.2 Biotit-Plagioklas-Gneise

- 3.1.2.1 Biotit-Plagioklas-Gneis, feinkörnig-reliktisch
- 3.1.2.2 Biotit-Plagioklas-Gneis, mittel- bis grobkörnig

3.1.3 Biotit-Plagioklas-Kalifeldspat-Gneise

- 3.1.3.1 Biotit-Plagioklas-Kalifeldspat-Gneis, feinkörnig-reliktisch
- 3.1.3.2 Biotit-Plagioklas-Kalifeldspat-Gneis, metablastisch

Die im folgenden beschriebenen Altbestandstypen stellen eine durch Übergänge miteinander verknüpfte Abfolge dar, die mit feinkörnig-reliktischen, teils mylonitartigen Typen beginnt und bis zu homophanen Varietäten mit plutonitartigem Gefüge reicht. Innerhalb der im Untersuchungsgebiet auftretenden Gneisarten sind jeweils verschiedene Abschnitte dieser Abfolge besonders ausgeprägt.

3.1.1 Biotit-Hornblende-Gneise

Unter dieser Bezeichnung wurden nach ihrem makroskopischen und mikroskopischen Erscheinungsbild sehr verschiedene Varietäten zusammengefaßt. Gemeinsam ist allen eine mehr oder weniger starke Hornblendeführung. Nach Struktur und Textur läßt sich eine homogene, feinkörnig-reliktische Art von verschiedenen metablastischen Varietäten unterscheiden.

3.1.1.1 Intermediärer Biotit-Hornblende-Gneis, feinkörnig-reliktisch

Diese Gneisvarietät tritt im Untersuchungsgebiet nur an einer Stelle auf. In einem verfallenen Steinbruch am Forstweg Elbenschwand liegt der Gneis als längliche Schollen im Mambacher Granit. Daneben bildet er konkordante Einlagerungen in den metablastischen Biotit-Plagioklas-Kalifeldspat-Gneisen. Es handelt sich um einen sehr homogenen Gneistyp. Makroskopisch zeigt er keine Bänderung. Nur selten ist mit dem bloßen Auge eine deutliche Paralleltextur erkennbar. Unter dem Mikroskop drückt sich seine Homogenität in der gleichmäßigen Verteilung von Biotit und Hornblende über den gesamten Schliffbereich aus (Abb. 12). Beide Minerale sind in der Regel eng miteinander verwachsen und

Abb. 12 Feinkörnig-reliktischer homogener Biotit-Hornblende-Gneis.
Vergr. 6-fach. Schräge Nicols.
Dünnschliff-Nr. 2351

Tab. 1

	Kornform und -größe	Zonarbau	An-Gehalt (Mol.-%)* Kern	Mittelzone	Rand	Zwillingsbildung
Plagioklas	Wechselnd: a) kleinkörnig (Ø 30-120 µ) b) rundlich bis hypidiomorph (Ø 1-1,5 mm)	normal	max. 60An	35-30An	22-19An	Albit, Periklin

		Pleochroismus	c : γ	$2V_\alpha$	Zwillingsbildung
Hornblende	a) xenomorph (Ø 30-300 µ, am häufigsten 30-120 µ) b) umkristallisiert (idiomorphe, spießige Kristallform	α = hellgelbgrün β = gelbgrün γ = graugrün	16^o-19^o $\pm 1^o$	72^o-85^o $\pm 2^o$	nach (100) nicht selten
Biotit	feinschuppig (10-50 µ X 40-150 µ)	α = graugelb β,γ = dunkelbraun			

Als Akzessorien treten auf: Apatit, Zirkon, Titanit, Erz und vereinzelt Orthit.
Der Titanit hat nicht selten idiomorphe Umrisse.

* Die Messung des An-Gehaltes erfolgte nach der RITTMANN'schen Zonenmethode. Daneben wurde an jeweils 2 Individuen der An-Gehalt nach REINHARD bestimmt. Das trifft ebenfalls für alle weiteren An-Gehaltsangaben zu.

liegen in einem gleichkörnigen Plagioklas-Quarzpflaster. Vereinzelt bilden sie Strähnen, die nur aus mehreren Hornblendekristallen oder nur aus Biotitschuppen bestehen. Die Quarze sind gerundet und wenig miteinander verzahnt. Sie zeigen eine nur schwache undulöse Auslöschung. In dem kleinkörnigen Pflaster der hellen Gemengteile liegen einzelne 300 - 600 µ große Quarzkörner, die aus mehreren Subindividuen aufgebaut werden. In der Tabelle 1 sind die Eigenschaften der wesentlichsten Gemengteile zusammengestellt.

Modalbestand und chemische Analysen

Die große Homogenität dieser Gneisgruppe drückt sich auch in ihrem Modalbestandaus (s. Tab. 2, Schwankungsbereich). Die Gneise haben eine quarzdioritische bis dioritische Zusammensetzung.

Tab. 2

	Plg.	Kfs.	Qu.	Bio.	Hbl.	Akz.	Bio./Hbl.
Mittel aus 5 Integrationen	55,5	4,4	11,7	17,1	11,3	n.b.	
Schwankungsbereich	58-54	7-Sp	16-9	21-12	14-7	-	3:1-1:1

Sie weisen einen ähnlichen Biotit-Hornblendequotienten auf, wie der Gneistyp von Todtnauberg (BÜSCH, 1966). Im Gegensatz zu jenem haben sie jedoch einen relativ hohen Plagioklas- und einen niedrigen Quarzgehalt.

In der Tabelle 3 sind drei Analysen dieses Gneistyps wiedergegeben.

Tab. 3*

Proben-Nr.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3*1	CaO	Na_2O	K_2O
Ul 53	63,46	0,652	15,45	4,92	3,84	3,96	2,18
Ul 126	62,48	0,741	16,29	5,21	4,42	3,95	2,67
Ul 186	64,24	0,680	16,20	4,55	2,47	4,17	2,61

Bei einem Vergleich mit entsprechenden Gneisen aus dem südlichen Schwarzwald (BÜSCH, 1966) zeigt sich eine gute Übereinstimmung der CaO-, Na_2O- und K_2O-Gehalte mit denen der intermediären Biotit-Hornblende-Gneise aus dem Hirschbachtal.

In ihrem Modalbestand und ihrer chemischen Zusammensetzung sind die Gneise dieser Gruppe den intermediären Biotit-Hornblende-Gneisen recht ähnlich, die zum Beispiel im Hirschbachtal und auch am Laubekopf im Kleinen Wiesental auftreten (s. 3.1.1.2). Auffallend ist ihre Gefügehomogenität. Es fehlt eine Bänderung und Lagigkeit, die in den Normalvarietäten ausgebildet ist. Aus diesem Grund und wegen des relativ hohen Feldspatgehaltes ist nicht auszuschließen, daß intermediäre Intrusiva das Edukt bildeten.

3.1.1.2 Intermediärer Biotit-Hornblende-Gneis, mittelkörnig, gebändert

Am Laubekopf treten vereinzelt Lesesteine dieser Gneisvarietät auf. Ihr Anteil am noch vorhandenen Gneisrahmen ist unbedeutend. Sie wird hier nur kurz erwähnt, da sie möglicherweise die unveränderte Varietät der vorhergehenden Gneisgruppe darstellt.

---

* Die Gehalte an SiO_2, TiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3 und CaO wurden durch Röntgenfluoreszenz bestimmt (SCHNEIDER, 1968), durch Atomabsorptionsanalyse die Gehalte an Na_2O und K_2O.

*1 Der Gesamteisengehalt als Fe_2O_3 berechnet.

Im Gegensatz zu jener zeigen diese Gneise eine deutliche Lagigkeit, die durch einen Wechsel von Plagioklas-Quarzlagen mit länger durchhaltenden Biotit-Hornblendezügen hervorgerufen wird. Vereinzelt treten in diesen Gneisen dioritische In-situ-Mobilisate auf (BÜSCH, 1966). In den Gneisen dieser Gruppe liegen kleine Diopsidgneisschollen.

3.1.1.3 Biotit-Hornblende-Gneise, metablastisch

Aus dem mikroskopischen Befund und auf Grund des Modalbestandes ergibt sich eine Zweiteilung dieser Gneisgruppe. Einmal handelt es sich um eine intermediäre Biotit-Hornblende-Gneisvarietät, die sich eng an die unter 3.1.1.1 beschriebene Gruppe anschließt, zum anderen um eine helle, mittel- bis grobkörnige Art, die zu den metablastischen Biotit-Plagioklas-Kalifeldspat-Gneisen hinüberleitet. Beide Gneisarten können in schlierige bis homophane Gesteine mit plutonitartigem Aussehen übergehen. Kalifeldspatgroßkristalle geben diesen Gneisen vereinzelt ein porphyroblastisches Aussehen.

3.1.1.3.1 Intermediärer Biotit-Hornblende-Gneis, metablastisch

In ihrem mikroskopischen Erscheinungsbild zeigt diese Gneisvarietät noch eine gewisse Verwandtschaft mit den feinkörnig-reliktischen Gneisen (3.1.1.1). Diese Beziehung wird auch durch die Übereinstimmung in den optischen Eigenschaften der Gemengteile beider Gneisvarietäten bestätigt.

Die Mafiten, deutlich umkristallisiert, sind schlierig-diffus über den Schliff verteilt. Biotitreiche Partien deuten noch eine Paralleltextur an. Neben spießigen, idiomorphen Hornblenden treten in enger Verzahnung mit Biotit kleinkörnige Hornblendenester auf. Idiomorphe, stark umgewandelte Biotitschuppen stecken in Hornblendekristallen.

Der Kalifeldspat bildet rundliche (Ø 100-400µ) Individuen, daneben Flecken aus kleinen, polyedrischen Körnern und vereinzelt Blasten mit orientiert angeordneten Einschlüssen.

Die Plagioklase bilden zum Teil angenähert idiomorphe Leisten, die in den am stärksten aufgelockerten Varietäten gedrungen-kurzprismatisch werden (0,6 - 1,5 mm). Untergeordnet treten daneben noch kleine, rundliche (Ø 150µ) Individuen auf.

Es treten die gleichen Akzessorien wie in dem reliktischen Typ auf (s.S. 23). Titanit, bis 1 mm große, idiomorphe Kristalle, umschließt oft Plagioklas, Kalifeldspat und Quarz. Daneben tritt er in kleinkörnigen Aggregaten auf. Apatit ist meist in den hellen Gemengteilen eingeschlossen. Die nadeligen Kristalle durchdringen ohne Bruch die Korngrenzen mehrerer aneinandergrenzender Minerale. Zirkon ist kurzprismatisch und hat gerundete Kanten. Orthit, einschlußreich und zonar gebaut, tritt vereinzelt als idiomorphe bis zu 2 mm große Kristalle auf.

Quantitativer Mineralbestand

In der Tabelle 4 sind 5 Integrationen dieser Gneisgruppe aufgeführt. In den Gehalten der hellen Gemengteile treten erhebliche Schwankungen auf. Wie aus der Tabelle weiterhin hervorgeht, scheint eine positive Korrelation zwischen dem Biotit-Hornblendequotienten und dem Plagioklas-Kalifeldspatverhältnis in dem Sinne zu bestehen, daß mit steigendem

Tab. 4

Dünnschl.-Nr.	Plg.	Kfs.	Qua.	Bio.	Hbl.	Akz.	Bio./Hbl.	Plg./Kfs.
1408	48,3	10,1	4,8	26,4	10,3	n.b.	2,58	4,78
1405	44,5	11,0	14,6	20,8	9,1	n.b.	2,29	4,05
2404	42,1	18,8	2,6	24,0	12,2	n.b.	1,97	2,24
1404	42,0	15,4	15,7	18,5	7,4	n.b.	2,50	2,80
2402	29,7	29,0	0,7	24,3	16,2	n.b.	1,50	1.03

Plagioklas-Kalifeldspatverhältnis das Biotit-Hornblende-verhältnis steigt. Ein quantitativer Vergleich mit den feinkörnig-reliktischen Gneisen (3.1.1.1) läßt sich wegen der zu geringen Probenzahl nicht durchführen. Das mikroskopische Erscheinungsbild wie auch die großen Schwankungen im Modalbestand lassen eine einfache metablastische Entwicklung aus der feinkörnig-reliktischen Gneisvarietät als sehr unwahrscheinlich erscheinen.

3.1.1.3.2 Mittel- bis grobkörniger, heller Biotit-Hornblende-Gneis, metablastisch

Das Gefügebild dieser mittel- bis grobkörnigen (0,5 - 1 mm) Gneise wird in der Regel durch große, zum Teil angenähert idiomorphe Plagioklase und Kalifeldspäte bestimmt. Innerhalb dieser Gneisgruppe läßt sich anhand von Dünnschliffen eine Reihe aufstellen, ausgehend von Typen mit noch erhaltenem Deformationsgefüge (Abb. 13) bis zu fast richtungslos-körnigen, homophanen Varietäten.

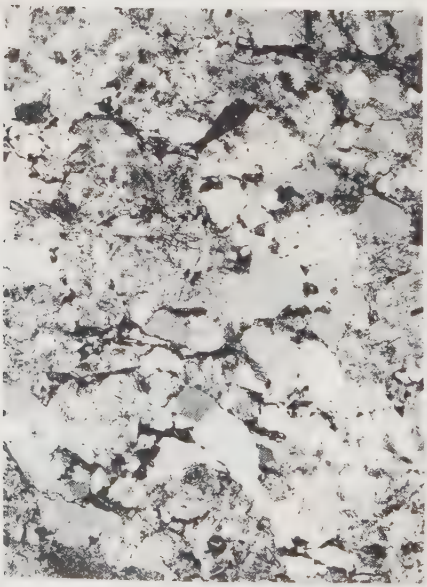


Abb. 13 Heller Biotit-Hornblende-Gneis. Quarz ist umkristallisiert, die großen Feldspäte blastisch entwickelt. Vergr. 7-fach.Schräge Nic. Dünnschl.-Nr. 2410

Durch eine postkristalline Deformationsüberprägung, wie sie in manchen Schliffen zu beobachten ist, wird das Gefüge jedoch vielfach schwer deutbar. Aus diesem Grund wird auf die kontinuierliche Gefügeentwicklung bei der Gruppe der Biotit-Plagioklas-Kalifeldspat-Gneise (s. 3.1.3) noch ausführlich eingegangen.

Plagioklas

In Varietäten mit erhaltenem Deformationsgefüge ist der Plagioklas zu polyedrischen Körnern umkristallisiert. Daneben liegen xenomorphe Flecken, die noch kleinere Kristalle umschließen (Abb. 14). Die Mafitlagen setzen durch sie hindurch.

Abb. 14 Plagioklasxenoblast. In seiner Mitte ein größerer Plagioklas eingeschlossen. Am Rand des Blasten polyedrische Feldspatkörner, die zum Teil vom Blasten umschlossen werden.
Vergrößerung: 20-fach. Schräge Nicols.
Dünnschliff-Nr. 2366

Aus den Plagioklasaggregaten und -flecken entwickeln sich optisch einheitlich orientierte, meist rundliche (Ø 0,2-2 mm) Individuen, die eine hypidiomorphe Kristallform anstreben.

In Letzteren tritt bevorzugt Antiperthit auf, teils als xenomorph-rundliche, teils als rechteckige Flecken. Die Lamellen größerer Individuen sind oft verbogen und manchmal um einen kleinen Betrag gegeneinander versetzt. Diese Kristalle löschen bei gekreuzten Nicols undulös aus. Besonders randlich zeigen sie eine Zerbrechung in mehrere Körner (postblastische Deformation?).

Tab. 5

	Zonarbau	An-Gehalt (Mol.-%) Kern	Mittelzone	Rand	Zwillingsbildung
Plagioklas	Vereinzelt In der Regel fleckig Rekurrenzen mit max. Unterschieden von 6An	36-34	31 - 29	21	Albit, Periklin, Karlsbad Albit - Karlsbad Albit - Periklin

	Triklinität $\measuredangle \perp (001) : \gamma$	Monoklinität $\measuredangle \perp (001) : \beta$	$2V_\alpha$
Kalifeldspat	$90^\circ - 88^\circ \pm 1^\circ$	$8^\circ - 3^\circ \pm 1^\circ$	$40^\circ - 56^\circ \pm 2^\circ$

	Pleochroismus	Auslöschungsschiefe: $c : \gamma$
Hornblende	z.T. schwankend α = hellgelbgrün β = blaßgrün γ = blaßgrün und Olivgrün	$15^\circ - 18^\circ \pm 1^\circ$

Der An-Gehalt (s. Tab. 5) liegt im Mittel um 2 - 3 Mol-% höher als der der hornblendefreien Gneisvarietäten. Der vereinzelt zu beobachtende Zonarbau ist vermutlich auf die Biotit-Hornblendereaktion (s. Abschn. Mafiten) zurückzuführen.

Quarz

In den Varietäten mit deutlichem Deformationsgefüge ist er zu nur schwach verzahnten (Ø 400-600 µ) Individuen sammelkristallisiert. Haben die Feldspäte, insbesondere Plagioklas, rundliche bis hypidiomorphe Formen, sitzt der Quarz in den Zwickeln. Auf diese enge Beziehung zwischen der Ausbildungsform der Feldspäte und der des Quarzes wird bei der Beschreibung der metablastischen Biotit-Plagioklas-Kalifeldspat-Gneise noch näher eingegangen.

Kalifeldspat

Wie aus der Tabelle 5 hervorgeht, handelt es sich um einen Orthoklas mit einer sehr geringen Triklinität und einem kleinen optischen Achsenwinkel. Er bildet am Anfang der zu Beginn erwähnten Entwicklungsreihe meist Nester, die aus einem Pflaster rundlicher (Ø 40-150 µ) Körner bestehen. Während im weiteren Entwicklungsgang der Plagioklas schon zu optisch einheitlichen, großen Individuen umkristallisiert ist, bleibt der Kalifeldspat in vielen Bereichen noch kleinkörnig. Hier zeigt sich zum ersten Mal in der Entwicklung des Plagioklases und des Kalifeldspates von kleinkörnigen Aggregaten zu porphyroblastischen Formen ein zeitlicher Unterschied. Ob es sich dabei um ein typisches Phänomen der vorliegenden Plagioklas- und Kalifeldspatblastese handelt, wird in einem zusammenfassenden Kapitel über die Gefügeentwicklung im Grenzbereich magmatisch-metamorph eingehend diskutiert. In den stärker aufgelockerten Varietäten bildet der Kalifeldspat vielfach xenomorphe und rundliche Großkristalle, die nicht selten nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingt sind. Die Zwillingsnaht ist teils gradlinig, teils einspringend. Die Einschlüsse-Plagioklaskristalle und -reste, "Tropfenquarz", Biotit und Hornblende- sind meist unorientiert eingelagert.

Mafiten

Durch die rundlichen bis hypidiomorphen Feldspäte ist die parallele Anordnung der Mafite weitgehend verwischt. Die Biotit-

schuppen umgeben girlandenförmig die Feldspatflecken und -blasten oder bilden, zum Teil orientiert mit Hornblende verwachsen, ausgelängte Nester, in denen Biotitscheite (150-300 µ x 250-750 µ) kreuz und quer angeordnet liegen. Bei der Hornblende handelt es sich um gemeine grüne Hornblende (s. Tab. 5). In Gneisvarietäten, in denen kleinkörnige Feldspatpartien noch einen großen Anteil ausmachen, bildet die Hornblende kleine (Ø 50-150 µ), xenomorphe Kristalle, die zum Teil über 2 mm große Körner zusammensetzen. Erz- und Titanitausscheidungen auf der Grenze Biotit/Hornblende deuten auf eine Reaktion Biotit → Hornblende. Bei fortschreitender Auflockerung der Paralleltextur entwickelten sich aus den xenomorphen Körnern idiomorphe Hornblendekristalle. Später zerbrachen diese vereinzelt, verheilten dann wieder, ohne jedoch einen optisch einheitlichen Kristall zu bilden. Auf Rissen und Sprüngen siedelte sich Biotit an. In zwei Proben waren die Hornblenden völlig in ein Gemenge von Chlorit und Kalzit (± glimmerartiges Zersetzungsprodukt) umgewandelt.

Als Akzessorien treten auf: Apatit, Zirkon, Erz, Titanit und Orthit. Titanit ist in der Regel idiomorph. Nicht selten sind Zwillinge nach (100) und lamellar nach (221).

Modalbestand und chemische Analysen

Die Gneise dieser Gruppe haben einen granodioritischen Modalbestand (Tab. 6). Es handelt sich um feldspatreiche Gneise mit raltiv konstantem Feldspatgehalt (58-64-69 Vol-%). Dagegen schwankt das Plagioklas-Kalifeldspat-Verhältnis beträchtlich. Das läßt eine Zufuhr von Kalifeldspatsubstanz vermuten. Kalifeldspatgroßkristalle und verschiedenste Verdrängungsstadien des Plagioklas durch Kalifeldspat (Antiperthit → Plagioklasreste im Kalifeldspat) bestätigen diese Vermutung. Charakteristisch ist für diese Gneise ein in der Regel vorhandener wenn auch geringer Orthitgehalt. Als ein weiteres typisches Akzessorium tritt in dieser Gneisgruppe Titanit auf. Die Gneise weisen somit Parallelen zu den homogenen Mischgneisen des mittleren Schwarzwaldes auf (MEHNERT, 1953).

Tab. 6

	Plg.	Kfs.	Qu.	Bio.	Hbl.	Apt.	Zrk.	Tit.	Orth.	E.	Ep.
ittel s 9 ite- rationen	44,6	21,4	18,1	11,7	4,0	0,315	0,013	0,187	Sp.	0,005	Sp.
chwan- ngs- ereich	56-34	31-4	27-17	18-8	8-1	0,42 -0,2	0,03 -Sp.	0,53 -Sp.	-	0,18 -Sp.	0,4-0

In der Tabelle 7 ist der Mittelwert von 7 Analysen dieser Gneisgruppe wiedergegeben. Im wesentlichen stellen diese Gneise eine homogene Gruppe dar. Größere Schwankungen treten nur im CaO-Gehalt und K_2O-Gehalt auf. Das beruht einerseits auf primären Unterschieden in der Zusammensetzung und zum anderen wohl auf der Zufuhr K_2O-reicher Lösungen (S. Modalbestand).

Tab. 7

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	Na_2O	K_2O
ittel aus Integr.	63,94	0,573	15,41	3,61	2,75	3,69	4,25
chwankungs- ereich	67-61	0,63-0,49	16,1-14,9	4,1-2,8	3,3-1,7	3,9-3,4	5,2-3

3.1.2 Biotit-Plagioklas-Gneise

In dieser Gruppe sind zwei Gneisvarietäten zusammengefaßt, die makroskopisch und mikroskopisch deutlich voneinander verschieden sind. Gemeinsam ist beiden der gleiche Mineralbestand. In ihrem makroskopischen Erscheinungsbild sind sie nicht von den entsprechenden kalifeldspatführenden Gneisvarietäten zu

unterscheiden. Ihre Erfassung ist deshalb rein zufällig. Die Gneise dieser Hauptgruppe stellen nur einen geringen Anteil am vorhandenen Gneisgebirge dar. Meist handelt es sich um höchstens einige dcm mächtige und max. 1-2 m lange Einschaltungen und Lagen in den kalifeldspatführenden Gneisvarietäten. Vereinzelt treten dünne Bänder im Mambacher Granodiorit auf (Abb. 15).

Abb. 15 Feinkörniges Gneisband im Mambacher Granodiorit. Kontakte sind scharf. Fundort: Straßenanschnitt im Kleinen Wiesental

3.1.2.1 Biotit-Plagioklas-Gneis, feinkörnig-reliktisch

Charakteristisch sind für diese Gneisgruppe fein gebänderte Varietäten (Abb. 15). Daneben treten sehr untergeordnet schiefrige Arten auf. In den schiefrigen Gneisen sind die feinschuppigen Biotite, die zumeist streng in s liegen, gleichmäßig über den Schliff verteilt. In ihrem mikroskopischen Erscheinungsbild ähneln diese Gneise den reliktischen, hornblendeführenden Gneisvarietäten (Abb. 12).

Die dunklen Lagen der feingebänderten Varietät werden von einzelnen, in der Regel gut parallel angeordneten Biotitschuppen gebildet, die in plagioklasreichen Zügen liegen.

Untergeordnet sind einzelne Biotite zu großen Schuppen umkristallisiert, die schräg und quer zur Schieferungsfläche liegen können. Die plagioklasreichen Züge bestehen aus rundlichen bis polyedrischen Körnern. Die hellen Lagen werden von Quarz, der in Linsen und Nestern angereichert ist, und kleinkörnigen Plagioklasaggregaten gebildet (Abb. 16). Die einzelnen Quarzindividuen (Ø 40-250 µ, am häufigsten Ø 100-60µ) sind in der Regel kaum miteinander verzahnt und löschen nur schwach undulierend aus. Häufig umschließen sie kleine Biotitschüppchen und Plagioklase. Die Einschlüsse können ring-

Abb. 16 Feinkörnig-reliktischer Biotit-Plagioklas-Gneis. Quarzreiche Lagen wechseln mit biotit-plagioklasreichen. Vergrößerung 9,5-fach. Schräge Nicols. Dünnschliff-Nr. 2466

förmig angeordnet sein. In der Tabelle 8 sind die wesentlichen Eigenschaften von Plagioklas und Biotit dieser Gneise zusammengestellt.

Tab. 8

	Kornform und Korngröße	Zonarbau	An-Gehalt (Mol.-%)	Zwillingsbildung
Plagioklas	Polyedrische Körner (Ø 30-90µ). Vereinzelt größere Aggregate	nicht vorhanden	32 - 29 An	Albit, Periklin

		Pleochroismus	Lichtbrechung
Biotit	Kleinschuppig (50 x 100µ, vereinzelt 200 x 400µ)	α=hellgelbgrau β,γ=dunkelbraun	n_α= 1,585 - 1,593 $n_\beta \approx n_\gamma$= 1,630 - 1,645

Integration und chemische Analysen

Auf Grund der äußerst geringen Verbreitung dieser Gneisgruppe wurden nur wenige Proben erfaßt. Aus den wenigen Integrationsanalysen (Tab. 9) und chemischen Analysen (Tab. 10) geht jedoch hervor, daß diese Gneise zusammen mit der metablastischen Varietät (3.1.2.2) die feldspatärmste Gruppe bilden. Ihr Modalbestand und Chemismus läßt ein grauwackenartiges Edukt als wahrscheinlich erscheinen. In einem späteren Kapitel wird auf die Frage nach dem Edukt der verschiedenen am Gneisgebirge beteiligten Varietäten näher eingegangen.

Tab.10

Proben-Nr.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	Na_2O	K_2O
Ul 47	63,90	0,660	15,66	4,56	1,57	4,70	2,93
Ul 50	67,86	0,530	13,25	4,72	1,42	3,51	2,57
Ul 144	60,86	0,812	15,38	6.01	3,25	4,04	2,28
Ul 243	62,71	0,808	17,30	4,04	2,71	4,09	3,11

Tab. 9

Dünnschl.-Nr.	Plg.	Kfs.	Qu.	Bio.	Apt.	Zrk.	E.	Ep.	Tit.
2348	50,1	3,3	31,5	12,8	Sp.	0,004	0,009	2,2	sek.
2466	52,2	Sp.	18,6	29,8	0,09	0,011	Sp.	-	Sp.

3.1.2.2 Biotit-Plagioklas-Gneis, metablastisch

In der Regel zeigen die Gneise dieser Gruppe eine makroskopisch deutlich ausgeprägte Paralleltextur. Die Biotite bilden länger durchhaltende Züge und Strähnen. In einzelnen Varietäten sind die Mafitlagen ineinander verfaltet. Zum Teil haben sie sich auch in einzelne Schuppen aufgelöst. Im Handstück erkennt man große (1-0,2 cm) rundliche Feldspäte, um die sich die Mafitlagen herumlegen.

	Kornform und Korngröße	Zonarbau	An-Gehalt (Mol.-%) Kern	An-Gehalt (Mol.-%) Mittelzone	Zwillingsbildung
Plagioklas	Rundl.bis hypidiomorph (1-0,1 cm) Häufig Quarzeinschlüsse	Selten. Basischer Kern angedeutet. 4 - 2 An höher als Hauptmasse	34-38	34-32 und 27-24	Albit, Periklin Albit-Karlsbad

Die An-Gehalte weichen zum Teil in den verschiedenen Proben stark voneinander ab. Vielfach zeigt das Gefüge dieser Gneise eine Überprägung durch eine jüngere Deformation. Die Zwillingslamellen einiger Plagioklase und größere Biotitschuppen sind verbogen. Die einzelnen Quarzindividuen sind eng miteinander verzahnt und löschen undulös aus. Die Quarzeinschlüsse in den Plagioklasen, der fehlende bzw. nur schwache Zonarbau und der Mineralbestand (s. Tab. 11) lassen vermuten, daß ein älteres blastisches Gefüge von einer jüngeren Deformation überprägt wurde.

Integrationen und chemische Analysen

Wie aus den Tabellen 11 und 12 ersichtlich, haben die Gneise einen quarzdioritischen Modalbestand und Chemismus. Bei einem Vergleich mit der unter 3.1.2.1 beschriebenen Gneisvarietät ergibt sich zwischen beiden eine weitgehende Übereinstimmung im Modalbestand und Chemismus. Kleinere Unterschiede scheinen nur im Na_2O- und K_2O-Gehalt zu bestehen. Dies ist wohl in erster Linie auf einen größeren Kalifeldspatgehalt der fein-

Tab. 11

Dünn-schliff-Nr.	Plg.	Kfs.	Qu.	Bio.	Apt.	Zrk.	Tit.	E.	Xen.	Mon.	Grn.	C
20	49,8	0,2	32,1	17,8	0,183	0,012	Sp.	0,136	Sp.	-	Sp.	O,
2795+2796	51,5	0,2	28,9	19,0	Sp.	0,014	sek	0,040	0,43	0,21	-	S
2824	50,3	0,7	39,3	9,5	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	r

Tab. 12

Proben-Nr.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	Na_2O	K_2O
Ul 195	61,16	1,57	15,60	6,88	2,63	3,36	2,81
Ul 206	74,63	0,193	14,15	1,66	1,33	4,78	1,65
Ul 219	70,94	0,523	15,95	4,31	2,44	3,88	1,99
Ul 273	56,52	0,694	15,10	5,64	3,16	3,28	1,95

körnig-reliktischen Varietät (größerer Integrationsfehler wegen der extremen Feinkörnigkeit) und auf einen höheren An-Gehalt der metablastischen Typen zurückzuführen.

In zwei Proben wurden wenige kleine Granatkörner beobachtet. Das ist insofern interessant, als in allen übrigen Proben Granat nur noch in den metablastischen Plagioklas-Biotit-Kalifeldspat-Gneisen und in der Gruppe der schlierigen Übergangstypen zum Mambacher Granodiorit gefunden wurden. Eine biotitreiche Probe (Ul 195) weist eine bemerkenswerte Anreicherung von Xenotim und Monazit auf (s. Tab. 11). Der Xenotim hat angenähert idiomorphe Umrisse. Einige Kristalle sind nach (101) verzwillingt. Der Monazit bildet rundliche bis xenomorphe Körner. Beide Minerale liegen vereinzelt in größeren Aggregaten zusammen.

3.1.3 Biotit-Plagioklas-Kalifeldspat-Gneise

Unter diesem Begriff sind zwei Gneisgruppen zusammengefaßt, die in ihrem Mineralbestand weitgehend übereinstimmen. Sie stellen den im Untersuchungsgebiet am häufigsten auftretenden Altbestandsanteil dar. Auf Grund ihres Gefüges läßt sich eine

feinkörnig-reliktische Art von einer metablastischen Varietät unterscheiden.

3.1.3.1 Biotit-Plagioklas-Kalifeldspat-Gneis, feinkörnig-reliktisch

Makroskopisch sind diese Gneise nicht von den feinkörnig-reliktischen, feingebänderten Biotit-Plagioklas-Gneisen zu unterscheiden (Abb. 17). Auch in ihrem mikroskopischen Gefügebild gleichen sie jenen weitgehend (Abb. 18 und 16). Die dünnen, hellen Lagen bestehen aus kleinkörnigen Kalifeldspatflecken und rundlichen Quarzindividuen, die dunklen Bänder aus kleinen (Ø 70-100 µ), polyedrischen Plagioklaskörnern, zwischen denen streng eingeregelt die feinschuppigen Biotite liegen. Diese sind in den ausgewalzten Plagioklaszügen nur sehr schwach umkristallisiert. In den hellen Lagen ist besonders durch eine Sammelkristallisation des Quarzes die Deformationstextur verwischt. Die einzelnen Quarzkörner (Ø 100-500 µ) übertreffen die anderen Minerale in der Regel um das Zwei- bis Dreifache in der Größe. Vielfach stecken sie voller kleiner Einschlüsse (< 40 µ, Biotit, Plagioklas und Kalifeldspat). Individuen mit Hochquarzformen sind häufig. Diese Quarzausbildung ist ein charakteristisches Merkmal der feinkörnig-reliktischen Gneise. Somit zeigen die Quarze gewisse Parallelen zu denen der hellen Schapachgneise und Granulite des mittleren Schwarzwaldes (SAUER, 1895). Bei den in diesen Gneisen auftretenden "Dihexaedern" handelt es sich um Wachstumsformen, die durch eine postdeformative Umkristallisation entstanden (MEHNERT, 1940). In Bereichen, wo der Plagioklas zurücktritt, drängen xenomorphe Quarz- und Kalifeldspatflecken die kleinen Plagioklaskörner und Biotitschuppen zu Haufen zusammen. Daneben gibt es andere feinkörnige Varietäten, in denen die kleinkörnigen Plagioklaspolyeder zurücktreten, während die xenomorphen bis rundlichen Plagioklasformen das Gefügebild bestimmen.

Der Plagioklas zeigt keinen Zonarbau. Der An-Gehalt variiert zwischen 32 - 29 Mol.-% An. Vorwiegend treten Albitzwillinge auf. Komplizierte Zwillingsstöcke fehlen. In einigen Fällen werden die Plagioklase sekundär unregelmäßig von Albit verdrängt.

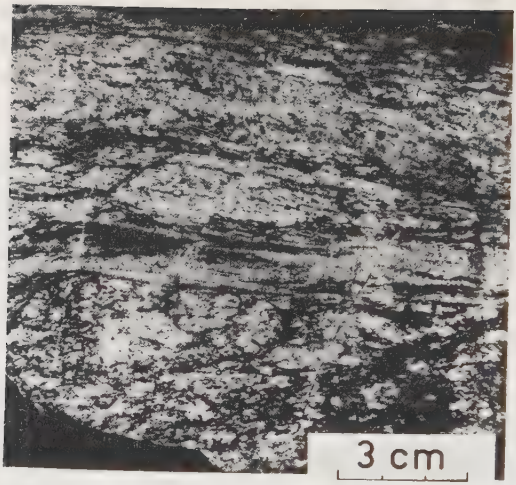


Abb. 17 Feinkörniger, inhomogener Biotit-Plagioklas-Kalifeldspat-Gneis. Er geht nach unten in eine gröberkörnige Varietät über. Fundort: Forstweg Elbenschwand, Kleines Wiesental

Abb. 18 Feinkörnig-reliktischer Biotit-Plagioklas-Kalifeldspat-Gneis. Er zeigt eine feinlagige Bänderung. Der Quarz ist deutlich umkristallisiert. Vergrößerung 9-fach. Schräge Nicols. Dünnschliff-Nr. 2444

Die kleinen (Ø 50-120µ) Kalifeldspatkörner können größere Flecken bilden. In ihnen eingeschlossene Quarzindividuen haben häufig die typische "Tropfenform".

Aus dem mikroskopischen Bild ergibt sich, daß in dieser Gneisgruppe der letzte gefügeprägende Akt eine Quarzsammelkristallisation und eine mehr oder weniger deutlich ausgeprägte Rekristallisation der Feldspäte ist. Die großen, aus polyedrischen Körnern zusammengesetzten Feldspatflecken und -schlieren waren vermutlich ehemalige Großkristalle, die durch den Deformationsakt zerrieben wurden und dann rekristallisierten.

Modalbestand und chemische Analysen

Wie aus den Tab. 13 und 14 ersichtlich, haben die Gneise dieser Gruppe eine normalgranitische Zusammensetzung. Sie stellen eine recht einheitliche Gruppe dar, sieht man von gewissen Schwankungen im Plagioklas- und Kalifeldspatgehalt sowie in den Zirkon- und Apatitwerten ab. Im Vergleich zu den vorhergehenden Gneisgruppen weisen sie einen deutlich höheren Feldspatgehalt auf (Vergl. Tab. 6, 9, 11 etc.).

Tab. 13

Proben-Nr.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	Na_2O	K_2O
Ul 46	71,17	0,473	13,70	2,96	0,772	3,41	5,38
Ul 124	71,32	0,385	14,61	2,98	1,87	3,36	4,57
Ul 172	65,79	0,832	15,80	4,56	1,94	3,67	4,53
Ul 223	65,11	0,746	15,54	5,14	1,98	3,23	3,68
Ul 230	68,10	0,545	14,52	2,66	1,53	3,50	4,83

Tab. 14

Dünnschl.-Nr.	Plg.	Kfs.	Qu.	Bio.	Apt.	Zrk.	Tit.	Ep.	E.	Orth.
2344	27,3	34,2	25,5	11,2	Sp.	0,005	sek.	1,8	0,035	Sp.
2445	42,5	19,3	28,6	9,4	0,062	0,010	sek.	-	-	0,023
2768	39,2	26,9	22,7	10,7	0,278	0,010	sek.	-	0,199	0,090
2830	39,8	8,2	32,8	18,8	0,090	0,032	sek.	-	0,190	-
2837	33,5	35,2	23,4	7,4	0,212	0,013	0,058	-	0,183	0,046
2815	42,0	26,8	21,0	9,7	0,184	0,019	0,145	-	0,183	0,066

3.1.3.2 Biotit-Plagioklas-Kalifeldspat-Gneis, metablastisch

Es handelt sich bei dieser Gruppe um mittelkörnige, hellgraue Gneise, die in ihrer Ausbildung ein sehr heterogenes Erscheinungsbild zeigen (Abb. 19, 20 und 21). Innerhalb weniger Dezimeter können helle, mafitarme Varietäten in biotitreichere, grobkörnigere übergehen. Einige Arten zeigen

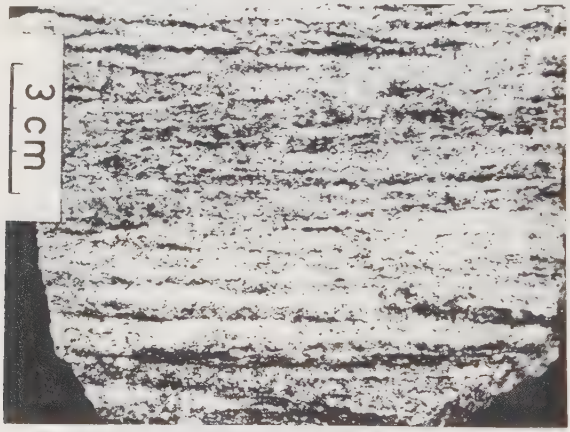


Abb. 19 Mittelkörniger, metablastischer Biotit-Plagioklas-Kalifeldspat-Gneis mit unregelmäßiger Verteilung der Mafiten. Fundort: unteres Wehratal, R: 342018, H: 528180

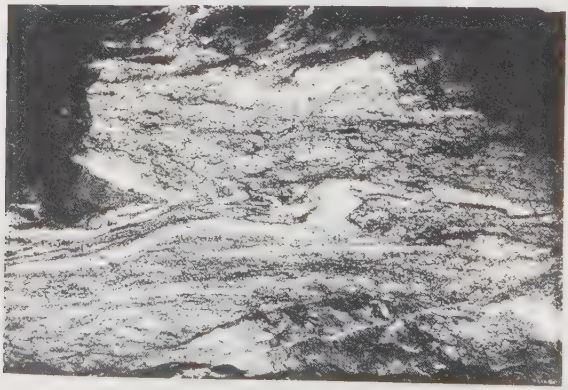


Abb. 20 Mittelkörniger, zum Teil schlieriger Biotit-Plagioklas-Kalifeldspat-Gneis. Die Mafitlagen sind ineinander verfaltet. Länge der unt. Bildkante: 50 cm Fundort: Kleines Wiesental bei Elbenschwand

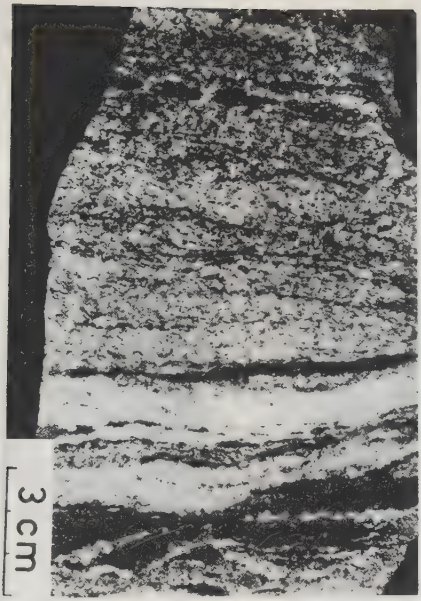


Abb. 21 Biotit-Plagioklas-Kalifeldspat-Gneis mit aplitoiden Lagen und biotitreichen Säumen. Fundort: Steinbruch Bubshorn

eine deutliche Trennung in quarz-feldspatreiche Bänder (max. Dicke 5 mm) und länger durchhaltende Mafitlagen, die aus ineinander verschränkten Biotitlepidoblasten bestehen. Daneben gibt es Varietäten, die eine Sonderung in aplitoide Lagen und biotitreiche Säume zeigen (Abb. 21). In der Regel bilden die Mafiten eine deutliche Paralleltextur, jedoch können sich die Mafitlagen in kürzere, flaserige Schmitzen und einzelne Biotitschuppen auflösen. Zum Teil sind die Mafitlagen ineinander verfaltet. Vereinzelt ist zu beobachten, wie sie sich um dunkle Schollen herumbiegen (Abb. 20). In den grobkörnigen Varietäten ist durch xenomorphe und rundliche Feldspäte die Paralleltextur verwischt.

In ihrem Gefüge schließen sich die Gneise dieser Gruppe an die feinkörnig-reliktischen Varietäten an. An Hand einer Anzahl von Dünnschliffen läßt sich eine Reihe aufstellen, die

Abb. 22 Biotit-Plagioklas-Kalifeldspat-Gneis mit gut erhaltenem Deformationsgefüge. Vergr. 9-fach. Schräge Nicols, Dünnschliff-Nr. 2399

Abb. 23 Biotit-Plagioklas-K
feldspat-Gneis. Qua
deutlich rekristall
siert, die Feldspät
xenomorph-rundlich;
neben kleinkörnige
Partien. Vergr.6,5-
Schräge Nicols, Dün
schliff-Nr. 2315

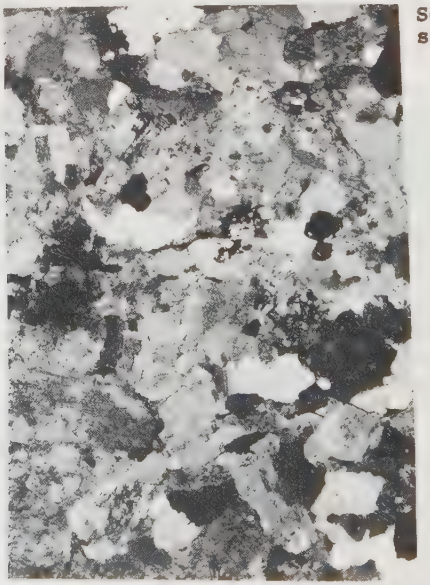


Abb. 24 Stark aufgelockerter, ehemaliger Biotit-Plagioklas-Kali-
feldspat-Gneis. Vergr. 7,5-fach. Schräge Nicols
Dünnschliff-Nr. 2324

von Gneisen mit einem ausgeprägten Deformationsgefüge bis zu solchen mit einem annähernd regellosen Gefüge reicht (Abb. 22, 23 und 24). In der Tabelle 15 sind die wesentlichsten Eigenschaften von Plagioklas, Kalifeldspat und Biotit zusammengestellt.

Plagioklas

An ihm läßt sich innerhalb dieser Gneisgruppe die Bildung rundlicher, hypidiomorpher Individuen aus kleinkörnigen Aggregaten verfolgen (Abb. 25). In Varietäten mit gut erhaltenem Deformationsgefüge bildet er kleine, polyedrische Körner (s. auch feinkörnig-reliktische Gneise), die meist in Haufen zusammenliegen. In dem Maße, in dem xenomorph-rundliche Individuen auftreten, verschwinden die kleinkörnigen Plagioklasbereiche.

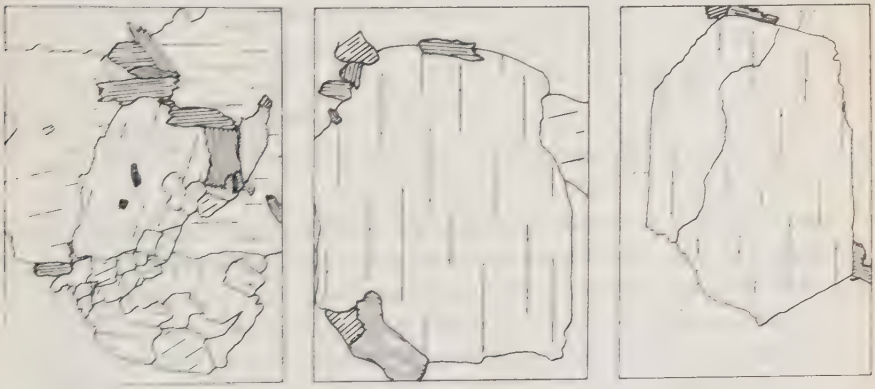


Abb. 25 Sie zeigt in drei Bildern die mikroskopische Erscheinungsform des Plagioklas (s. mikroskopische Beschreibung oben). Einschlüsse werden an den Rand geschoben. (Biotit, Quarz, Kalifeldspat).
Bildlänge 1300 µ, Bildbreite 900 µ.

In den Gneisen, die unter dem Mikroskop ein aufgelockertes Gefüge zeigen, bilden die Plagioklase rundliche bis angenähert idiomorphe Individuen.

Tab. 15

	Kornform und Korngröße	Zonarbau	An-Gehalt (Mol.-%) Kern	Hauptmasse	Rand	Zwill bildu
Plagio-klas	Wechselnd: a) kleinkörnig (Ø70-150µ) b) rundlich bis hypidiomorph (0,5- 1 mm, am häufigsten: 0,7-1,5 mm).	Schwach, meist fleckig	36-34	30 - 25	20	Albit-Pe Albit-Ka

		Triklinität $\measuredangle$ (001):γ	Monoklinität $\measuredangle$ (001):β	$2V_\alpha$
Kali-feld-spat	Kleinkörnig. (Ø 50-150µ) Xenoblastisch. (Ø 0,2-2 mm)	90°-88° ± 1	3° - 7° $\pm$ 1°	56°-49°-40° $\pm$

	Pleochroismus	Lichtbrechung
Biotit	α = hellgraubraun β,γ = dunkelbraun	n_α = 1,587 - 1,603 $n_\beta \approx n_\gamma$ = 1,628 - 1,649

Bei der vorliegenden Zahl von An-Bestimmungen (An-Gehalt sie Tab. 15) ergibt sich kein deutliches Häufigkeitsmaximum inne halb des Variationsbereiches. Die einzelnen Plagioklasindividuen zeigen nur sehr selten einen schwachen - dann meist fleckigen - Zonarbau, wobei Unterschiede im An-Gehalt zwisch 4 - 2 Mol.-% auftreten können. In einigen Fällen hat sich ei schmaler saurer Saum mit einem An-Unterschied von 8 - 5 Mol. zur Hauptmasse gebildet.

Quarz

Er ist in allen Fällen umkristallisiert, teils zu einzelnen rundlichen Körnern, teils zu xenomorph-lappigen Individuen. Selten bildet er längere Züge.

Kalifeldspat

In seinem Entwicklungsgang besteht prinzipiell kein Unterschied zum Plagioklas (Eigenschaften siehe Tab. 15). Das Dünnschliffbild läßt jedoch vermuten, daß das Wachstum des Kalifeldspates zu angenähert idiomorphen Formen später einsetzte als beim Plagioklas, und daß der Kalifeldspat nicht das Bestreben zeigt, in jedem Fall eine isometrische Form zu erreichen. An der Grenze Plagioklas-Kalifeldspat hat sich vereinzelt Myrmekit angesiedelt.

Biotit

Er bildet im allgemeinen keine zusammenhängenden Lagen, sondern meist umrahmen einzelne Biotitschuppen und -strähnen die anderen Minerale. Manchmal haben sich mehrere zu kleinen Zügen und Haufen zusammengelagert, in denen die Schuppen nur grob in die Foliationsebene eingeregelt sind.

Akzessorien

Die Apatitkristalle sind meist gedrungen, kurzprismatisch und von stark unterschiedlicher Größe. In den Gneisen mit noch gut erhaltener Deformationstextur sind sie häufig in mehrere Teile zerbrochen. Die Zirkone haben in der Regel gerundete Kanten. Sie zeigen in ihrer Verteilung keine Abhängigkeit vom Mafitgehalt. Sehr selten wurden kleine, xenomorphe Granatkörner beobachtet, die in der Regel in den Plagioklasen lagen. Nur eine Probe führte Cordierit. Er war vollständig in ein Gemenge von Klinochlor und Serizit zerfallen (siehe Seite 79, Mambacher Granit). Nur in wenigen Fällen wurde Xenotim und Monazit festgestellt. Dagegen tritt Orthit häufiger und in größeren Gehalten auf. Er bildet teils kleine rundliche, teils größere xenomorph-lappige Kristalle. Letztere haben nicht selten Plagioklas und Quarz umschlossen.

In einigen Proben dieser Gneisgruppe ist wie bei den metablastischen Biotit-Plagioklas-Gneisen (3.1.2.2) und den hellen, metablastischen Biotit-Hornblende-Gneisen (3.1.1.3.2) eine postblastische Deformationstextur ausgebildet.

Modalbestand und chemische Analysen

Auf Seite 42 und 43 wurde auf die Heterogenität dieser Gneisgruppe hingewiesen. Wie die Tabellen 16 und 17 zeigen, spiegelt sich diese Beobachtung in den weiten Schwankungsbereichen der einzelnen Mineralgehalte wieder. Offenbar sind in dieser Gneisgruppe An-

Tab. 16

	Plg.	Kfs.	Qu.	Bio.	Apt.	Zrk.	E.	Tit.	Orth.	Ep.
Mittel aus 29 Integr.	36,5	27,2	25,6	10,3	0,142	0,018	0,07	Sp.	Sp.	Sp.
Schwankungsbereich	57-22	35-17-(1)	39-4	19-4	0,63-Sp.	0,04-Sp.	0,2-0	0,15-0	0,35-0	0,39-0

Tab. 17

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	Na_2O	K_2O
Mittel aus 34 Analysen	69,85	0,479	14,89	3,26	1,58	3,53	4,48
Schwankungsbereich	76-64	0,86-0,18	(2)-17-13	7,1-1,6	3,3-0,4	4,5-3,0	5,7-2,5

teile verschiedener Herkunft vertreten. Durch die polymetamorphe Überprägung, die der Altbestand erfahren hat, ist es jedoch zu einer solch innigen Vermengung der einzelnen Anteile gekommen, daß diese sich meist nicht mehr voneinander trennen lassen. Im Mittel haben die Gneise dieser Gruppe eine granitische Zusammensetzung (Tab. 16 und 17). Vergleicht man die Mittelwerte aus den Integrationsanalysen und den chemischen Analysen mit denen der vorhergehenden Gruppe (Tab. 13 und 14), so ergibt sich trotz makroskopischer Unterschiedlichkeit eine weitgehende Übereinstimmung zwischen beiden Gneisvarietäten.

3.1.4 Graphische Darstellung der Modalbestände und chemischen Analysen

Wie aus dem Kapitel "Kartierung" hervorgeht, ist der Gneisaltbestand nur noch in Resten im Mambacher Gesteinskomplex erhalten. Er wurde auf Grund von Modalbestand und Gefüge in verschiedene Gruppen unterteilt (s.S.21). Hier wird nun der Gneisaltbestand in zwei Diagrammen zusammenfassend dargestellt. In der Abbildung 26 sind die verschiedenen Gneisvarietäten in das Diagramm Quarz-Alkalifeldspat-Plagioklas eingetragen.

Die Biotit-Plagioklas-Gneise bilden eine geschlossene Gruppe. Von der Gruppe der intermediären, feinkörnig-reliktischen Gneise unterscheiden sie sich durch ihren höheren Quarzgehalt. Beide Gneisgruppen charakterisiert der geringe bzw. fehlende Kalifeldspatgehalt. Von ihnen unterscheiden sich deutlich die Biotit-Plagioklas-Kalifeldspat-Gneise, die beträchtlich in ihren Einzelwerten streuen. Ihr Variationsfeld liegt mehr oder weniger innerhalb des Granitfeldes nach STRECKEISEN (1967, s. Abb. 26). Eine Integration fällt mit ihren Gehalten weit aus dem Variationsfeld. Die quarzarme Probe stellt offenbar einen feldspatreichen Restbestand dar. Die hellen, metablastischen, mittel- bis grobkörnigen Biotit-Hornblende-Gneise schließen sich in ihren Einzelwerten sowohl

an die Biotit-Plagioklas-Kalifeldspat-Gneise wie auch an die große Gruppe der kalifeldspatarmen bzw. -freien Gneise an. Sie haben somit eine vermittelnde Stellung zwischen den Biotit-Plagioklas-Kalifeldspat-Gneisen auf der einen Seite und den kalifeldspatarmen bzw. -freien Gneisvarietäten auf der anderen.

In der Abbildung 27 sind die gleichen Gneisgruppen im Diagramm K_2O - Na_2O - CaO dargestellt. Die Gruppe der Biotit-Plagioklas-Kalifeldspat-Gneise zeigt eine Entwicklung zu Arten mit extrem hohen K_2O-Werten. Bei diesen extrem K_2O-reichen Varietäten handelt es sich um sehr mafitarme und kalifeldspatreiche Gneistypen, die für die Deutung des Gneisgebirges von Bedeutung sind, wie in einem späteren Kapitel noch dargelegt wird. Die hellen, metablastischen, mittel- bis grobkörnigen Biotit-Hornblende-Gneise bilden trotz ihrer großen Schwankung im quantitativen Mineralbestand (s. Abb. 27) ein relativ kleines Variationsfeld. Eine schwache Entwicklungstendenz zum K_2O-Pol hin ist zu beobachten. Obgleich die Einzelwerte dieser Gneise in das Variationsfeld der Biotit-Plagioklas-Kalifeldspat-Gneise fallen, unterscheiden sich die Mittelwerte beider Gneisgruppen in ihren K_2O- und CaO-Gehalten deutlich, während der Na_2O-Gehalt beider Mittelwerte ungefähr gleich ist. Innerhalb der bisher besprochenen Gneisgruppen ist eine Entwicklungstendenz zum K_2O-Pol festzustellen. Dagegen zeigen die Varietäten der kalifeldspatarmen bzw. -freien Gneise eine deutliche Na_2O-Anreicherung. Die feinkörnig-reliktischen Biotit-Plagioklas-Gneise schließen sich kontinuierlich an die intermediären, feinkörnig-reliktischen Biotit-Hornblende-Gneise an. Die metablastischen Biotit-Plagioklas-Gneise unterscheiden sich von der feinkörnig-reliktischen Varietät durch eine starke Na_2O-Anreicherung bei mehr oder weniger konstantem K_2O-Gehalt, was offenbar auf eine metablastische Bildung intermediärer Plagioklase zurückzuführen ist.

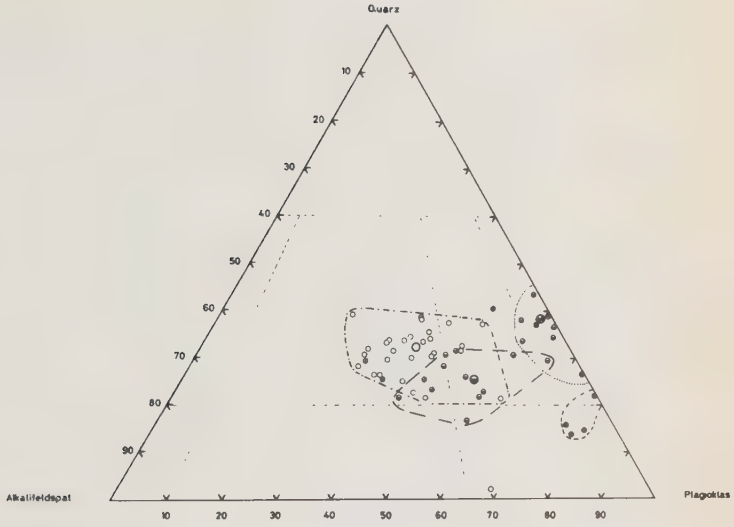


Abb. 26 Konzentrationsdreieck Quarz-Alkalifeldspat-Plagioklas

Eingetragen sind die verschiedenen Gneisvarietäten aus dem Mambacher Gesteinskomplex

- ○ Biotit-Plagioklas-Kalifeldspat-Gneis, metablastisch
- ⊕ Biotit-Plagioklas-Kalifeldspat-Gneis, feinkörnig-reliktisch
- ◒ Mittel- bis grobkörniger, heller Biotit-Hornblende-Gneis, metablastisch
- ◓ Biotit-Plagioklas-Gneis, feinkörnig-reliktisch
- ◓ Biotit-Plagioklas-Gneis, mittel- bis grobkörnig
- ● Intermediärer Biotit-Hornblende-Gneis, feinkörnig-reliktisch

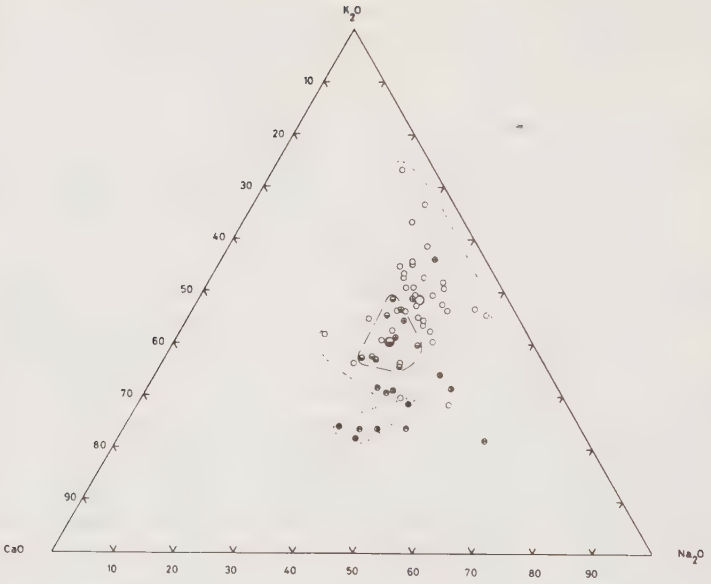


Abb. 27 Dreistoffdiagramm: CaO - Na_2O - K_2O

Dargestellt sind die verschiedenen Gneisvarietäten aus dem Mambacher Gesteinskomplex

- ○ Biotit-Plagioklas-Kalifeldspat-Gneis, metablastisch
- ⊕ Biotit-Plagioklas-Kalifeldspat-Gneis, feinkörnig-reliktisch
- ◒ Mittel- bis grobkörniger, heller Biotit-Hornblende-Gneis, metablastisch
- ◒ Biotit-Plagioklas-Gneis, mittel- bis grobkörnig
- ◒ Biotit-Plagioklas-Gneis, feinkörnig-reliktisch
- ● Intermediärer Biotit-Hornblende-Gneis, feinkörnig-reliktisch

3.2 Schlierige Übergangstypen zum Mambacher Granodiorit

In Kapitel 2, Seite 9 wurde darauf hingewiesen, daß zwischen dem mehr oder weniger mobilisierten Altbestand, wie er zuvor beschrieben wurde, und dem Mambacher Granodiorit in der Regel ein breiter Übergangsbereich besteht. Die Gesteinsvarietäten dieses Grenzbereiches werden als schlierige Übergangstypen zum Mambacher Granodiorit bezeichnet. Als Übergangsgruppe stellen sie keine selbständige Einheit dar, sondern vermitteln in ihren Eigenschaften zwischen den Grenzgliedern. Je nachdem, ob ihr mikroskopisches und makroskopisches Erscheinungsbild zu der einen oder anderen Gesteinsgruppe tendiert, lassen sich diese Übergangstypen als aufgelockerte Gneisvarietäten oder als schlierig-inhomogene Granodiorite ansprechen. Typische Formen aus dieser Gruppe sind in den Abbildungen 28 und 29 dargestellt. Die Mafiten bilden kurze, unregelmäßige Strähnen und Flasern, die zum Teil gewellt und ineinander verschlungen sind. In anderen Bereichen sind die Biotite als einzelne Schuppen unregelmäßig diffus verteilt. Feinkörnig-inhomogene Partien wechseln mit mittelkörnigen, homophanen Bereichen, in denen die Feldspäte rundliche bis angenähert idiomorphe Individuen bilden.

In ihrer makroskopischen Ausbildung zeigen diese Gesteinsvarietäten somit große Ähnlichkeit mit den von MEHNERT (1963) beschriebenen und abgebildeten Diatexiten. Kennzeichnend ist für diese Gesteinsgruppe eine unter dem Mikroskop weitgehend aufgelöste Paralleltextur, die häufig ungleiche Ausbildung der verschiedenen Minerale in Kornform und Korngröße sowie die meist rundliche bis idiomorphe Form der Plagioklase.

Plagioklas

Er zeigt eine kontinuierliche Entwicklung von großen, xenomorphen Flecken, die zum Teil randlich noch kleinere Körner umschließen, bis zu isometrischen Formen, wobei jedoch die angenähert idiomorphen Individuen das Bild bestimmen. Innerhalb eines Dünnschliffbereichs sind vielfach mehrere Stadien zu beobachten.

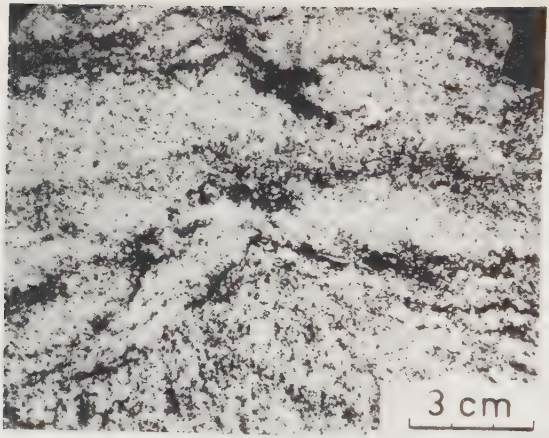


Abb. 28 Schlierig-inhomogener Übergangstyp zwischen Gneis-altbestand und Mambacher Granodiorit. Gut erkennba sind die rundlichen bis idiomorphen Feldspäte. Nel diffusen Biotitschlieren treten am unteren Bildrar homophane, granodioritähnliche Bereiche auf.
Fundort: Straßenanschnitt im Kleinen Wiesental

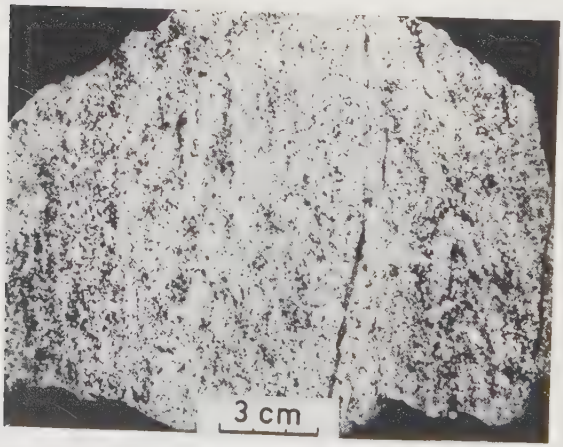


Abb. 29 Fast homophaner Typ. Auf der rechten Bildseite bilden die Mafitsträhnen spitze Faltenscheitel ab.
Fundort: Wehratal, Weg von der Heuelhütte zur Ewaldhütte

Die Plagioklase der hornblendefreien Varietäten zeigen in der Regel weder einen inversen noch fleckigen Zonarbau. Manchmal hat sich am Kontakt zum Kalifeldspat ein sehr schmaler saurer Saum (saurer Oligoklas bis Albit) gebildet. Die Plagioklase der hornblendeführenden Typen sind durchweg zonar gebaut, meist fleckig. Einige Kristalle haben jedoch auch einen ausgeprägten basischen Kern (An-Gehalte siehe Tab. 18).

Tab. 18

	An-Gehalt (Mol.-%)		
	Kern	Mittelzone	Rand
hornblende-führend	37 - 35	32 - 29	20 - 7
hornblende-frei	(35)	31 - 27	20 - 7

Quarz

Die Kornformen sind in der Regel rundlich und untereinander schwach verzahnt. Mit zunehmender Idiomorphie der Plagioklase wird der Quarz in die Zwickel zurückgedrängt. Auf dieses Verhalten des Quarzes wurde schon auf Seite 31 hingewiesen. Wo die Feldspäte - insbesondere Plagioklas - rundliche bis angenähert isometrische Umrisse haben, sitzt der Quarz in Zwickeln und auf Korngrenzen, wohingegen er in den noch kleinkörnigen Bereichen zu meist rundlichen, schwach miteinander verzahnten Individuen umkristallisiert ist.

Kalifeldspat (siehe Tab. 19)

In seinem Auftreten lassen sich folgende Formen unterscheiden:

a) polyedrische Körner, zum Teil Flecken bildend,
b) xenomorph - lappige Individuen,
c) hypidiomorphe Blasten,
d) xenomorphe Bildungen auf Korngrenzen, Rissen, Spaltflächen,etc., meist Plagioklas stark korrodierend.

Innerhalb dieser 4 mikroskopisch unterscheidbaren Formen ist eine bestimmte Altersfolge feststellbar. Die polyedrischen Körner, die zum Teil zu Aggregaten zusammengelagert sind, stellen vermutlich die ältesten Bildungen dar. Der Kalifeldspat, der von Korngrenzen, Rissen und Spaltflächen gegen den übrigen Mineralbestand vordringt - insbesondere Plagioklas verdrängend - ist offenbar einer jüngeren Bildungsphase zuzuschreiben. In diesen zeitlichen Rahmen fällt das Erscheinen der beiden anderen Kalifeldpatformen.

Tab. 19

	Triklinität	$2V_\alpha$	
Kalifeldspat	$89^\circ - 88^\circ \pm 1^\circ$	$48^\circ - 56^\circ \pm 2^\circ$	
Biotit	Pleochroismus α = hellgelbbraun β,γ = dunkelbraun	Lichtbrechung $n_\alpha = 1{,}591 - 1{,}605$ $n_\beta \approx n_\gamma = 1{,}631 - 1{,}648$	
Hornblende	α = hellgelbgrün β = blaßgrün γ = olivgrün	$2V_\alpha$ $76^\circ - 68^\circ \pm 2^\circ$	$\sphericalangle\, c : \gamma$ $18^\circ - 16^\circ \pm 1^\circ$

Modalbestand und chemische Analysen

Auf Seite 53 wurde auf die besondere geologische Stellung dieser Gesteinsgruppe - zwischen Gneisaltbestand auf der einen Seite und dem Mambacher Granodiorit auf der anderen Seite - hingewiesen. Gekennzeichnet werden die verschiedenen Varietäten durch bestimmte makroskopische und mikroskopische Gefügemerkmale. In ihrer Gesamtheit stellen die verschiedenen Typen eine sehr heterogen zusammengesetzte Gruppe dar. Bei den Integrationen und chemischen Analysen wurden drei Gruppen unterschieden (Tab. 20 und 21). Eine Gruppe bilden die kalifeldspatarmen Varietäten, die sich in ihrer Zusammensetzung an die Biotit-Plagioklas-Gneise (s. 3.1.2) anschließen.

Tab. 21

Dünnschl.-Nr.	Plg.	Kfs.	Qu.	Bio.	Hbl.	Apt.	Zrk.	Orth.	Tit.	Ep.	Mon.	E.	Musk.	Grn.
19	52,0	0,2	28,6	16,7	2,0	0,18	0,005	0,04	Sp.	-	-	0,09	-	-
4	50,9	1,3	37,4	10,1	-	0,09	0,025	-	sek.	-	-	Sp.	Sp.	-
2841	50,2	4,0	32,1	13,4	-	0,19	0,012	-	-	Sp.	-	Sp.	-	
2834	49,2	2,2	33,5	14,8	-	0,06	0,011	0,021	Sp.	Sp.	-	0,04	-	-
718	48,2	15,5	25,8	10,2	-	0,10	0,013	0,06	sek.	-	-	0,06	-	-
2860	44,3	13,8	34,5	7,3	-	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
2840	42,9	25,7	16,5	14,3	-	0,56	0,035	0,14	Sp.	-	-	0,01	-	-
2470	40,6	17,9	31,5	9,7	-	0,12	0,011	Sp.	sek.	sek.	-	0,14	-	-
2324	39,8	22,8	32,0	5,5	-	0,07	0,004	-	-	sek.	-	Sp.	-	-
721	37,5	24,3	25,3	11,9	-	0,27	0,050	0,12	-	-	-	0,52	-	-
2375	36,8	30,4	25,1	6,8	-	0,42	0,008	-	sek.	-	Sp.	0,10	-	-
94	36,1	26,2	29,5	8,1	-	0,02	0,015	-	sek.	-	Sp.	0,02	Sp.	-
2460	35,1	21,6	32,5	10,4	-	0,23	0,026	Sp.	Sp.	-	-	0,06	-	0,02
2496	35,1	21,7	33,8	9,2	-	0,01	0,016	-	Sp.	-	-	0,08	-	Sp.
2376	34,9	27,2	26,5	10,7	-	0,19	0,030	0,02	-	1,4	-	0,52	-	-
31	34,7	26,9	28,8	9,0	-	0,45	0,004	-	-	0,2	-	0,05	-	-
2776-2777	29,3	29,7	29,1	10,9	-	0,47	0,096	-	Sp.	Sp.	Sp.	0,04	-	-
2874	28,9	28,1	33,8	9,2	-	0,03	0,015	Sp.	-	Sp.	-	0,03	-	Sp.
2853	28,7	21,3	26,7	23,0	-	Sp.	0,039	Sp.	Sp.	Sp.	-	0,13	Sp.	Sp.
7	26,6	32,9	34,8	5,5	-	0,14	0,010	-	Sp.	0,03	Sp.	0,14	-	-
2410	47,7	15,7	18,0	16,5	2,1	0,14	0,018	0,03	sek.	0,02	-	Sp.	-	-
2812	45,0	17,9	18,0	10,8	7,7	0,27	0,031	-	0,38	-	-	Sp.	-	-
2489	32,1	29,0	12,1	12,2	13,6	0,55	0,023	-	0,40	-	-	0,10	-	-
2799	23,0	46,7	11,3	2,5	15,7	0,31	0,027	-	0,95	-	-	Sp.	-	-

Tab. 20

Prob.-Nr.	Dünnschl.-Nr.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	Na_2O	K_2O
Ul 228	2834	63,76	0,664	15,27	5,67	2,69	4,07	2,71
Ul 26	2324	69,01	0,307	14,01	1,81	1,08	3,62	4,27
Ul 72	2370	68,78	0,408	15,31	1,93	1,22	3,99	4,58
Ul 77	2375	70,40	0,384	14,40	2,64	1,36	3,39	4,40
Ul 78	2376	70,40	0,498	13,84	3,10	0,79	3,54	4,80
Ul 138	2460	69,09	0,409	14,75	2,80	1,18	3,17	4,46
Ul 147	2469-2471	70,20	0,256	13,67	2,41	1,19	3,41	4,34
Ul 155	2480-2481	66,05	0,820	15,76	4,57	1,78	3,60	5,20
Ul 180	2776-2777	69,55	0,560	15,10	3,33	1,32	3,34	5,54
Ul 201	2802-2803	70,40	0,367	14,60	2,58	1,16	3,57	5,17
Ul 225	2832	66,82	0,423	15,58	2,44	1,45	4,42	3,48
Ul 232a	2840	69,32	0,478	14,04	2,95	1,25	3,13	5,42
Ul 246	2856	71,70	0,248	14,08	1,46	1,25	3,70	4,56
Ul 250	2860	70,47	0,383	13,75	4,05	1,77	3,74	2,48
Ul 261	2874	73,86	0,383	14,35	2,68	1,23	3,16	4,13
Ul 284	31	60,11	0,357	14,75	2,23	1,26	4,08	4,06
Ul 347	94	61,46	0,405	14,63	3,14	1,03	4,74	4,73
Ul 110b	2410	63,09	0,743	15,99	4,12	2,48	3,94	3,76
Ul 163	2489-2491	58,51	0,694	14,98	5,11	4,26	3,45	4,49
Ul 198	2799	55,30	0,745	13,90	5,77	5,38	2,86	5,65
Ul 209	2812	60,62	0,575	16,00	4,27	4,82	4,04	3,40

Die kalifeldspatreichen, hornblendeführenden Varietäten (Ul 110b, Ul 163, Ul 198 und Ul 209) stellen eine weitere Gruppe dar. Sie zeigen eine gewisse Beziehung zu den hellen, mittel- bis grobkörnigen, metablastischen Biotit-Hornblende-Gneisen. Mit fallendem Plagioklasgehalt steigt deutlich der Kalifeldspatanteil. Weiterhin nimmt mit steigendem Kalifeldspat-Plagioklas-Verhältnis der Hornblendegehalt zu, während der Quarzanteil von 18 Vol.-% auf 11 Vol.-% sinkt. Die dritte Gruppe hat eine mehr oder weniger granitische Zusammensetzung und läßt sich an die metablastischen Biotit-Plagioklas-Kalifeldspat-Gneise anschließen.

Somit zeigen die Varietäten der schlierigen Übergangstypen eine Untergliederung wie sie auch dem Gneisaltbestand zu Grunde liegt. Auf die Beziehung Gneisaltbestand - schlierige Übergangstypen wird im Kapitel petrogenetischer Teil noch näher eingegangen.

3.3 Mambacher Granodiorit

Die Gesteinsvarietäten der im vorangegangenen Abschnitt beschriebenen Gruppe gehen häufig in ein mittel- bis grobkörniges Gestein mit mehr oder weniger plutonischem Habitus kontinuierlich über. Neben homogenen, plutonitartigen Formen (Abb. 30) umfaßt diese Gesteinsgruppe auch schlierig-nebulitische Varietäten (Abb. 31).

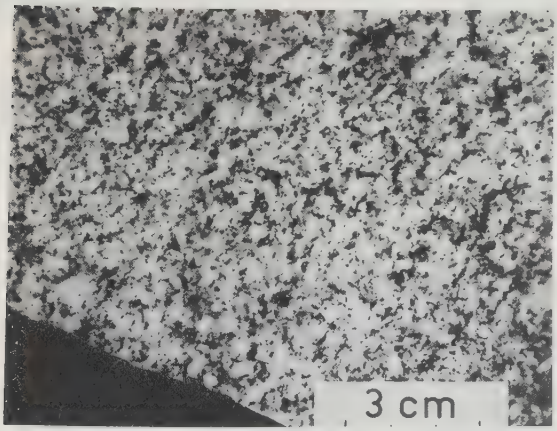


Abb. 30 Mambacher Granodiorit, homogene Varietät, nicht porphyrisch. Die idiomorphen Feldspatindividuen sind zum Teil makroskopisch erkennbar.
Fundort: Forstweg oberhalb von Glashütten

In Handstückgröße machtdas Gestein jedoch im allgemeinen einen weitgehend homophanen Gesamteindruck. Die Mafiten sind unregelmäßig-diffus im Gestein verteilt. In mafitreicheren Varietäten bilden Biotit und Hornblende vereinzelt Schmitzen und Nester (Abb. 32).

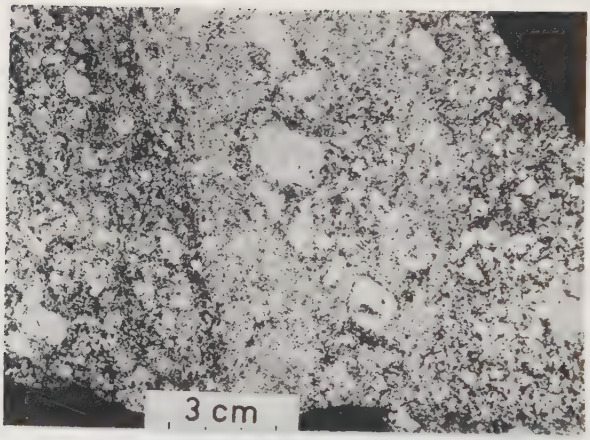


Abb. 31 Mambacher Granodiorit, inhomogen-schlierig. Vereinzelt treten kleine, homophane Partien auf. Die Kalifeldspatgroßkristalle umschließen zum Teil Grundgewebsanteile. Fundort: Südlich Bubshorn

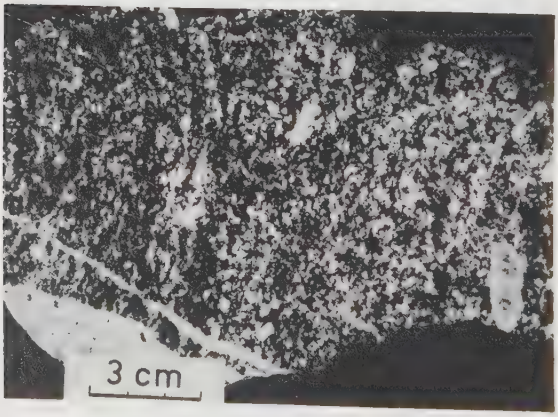


Abb. 32 Mafitreicher Mambacher Granodiorittyp mit vereinzelten Mafitnestern und zonaren Kalifeldspateinsprenglingen. Fundort: Straßenanschnitt im Kleinen Wiesental

Die Feldspäte zeigen isometrische Umrisse. Häufig geben angenähert idiomorphe, 20-5 mm große Kalifeldspateinsprenglinge dem Gestein ein porphyrisches Aussehen.

Daneben treten untergeordnet hornblende- und kalifeldspatreiche Varietäten (Abb. 33) zum Teil mit hornblenditischen Einschlüssen und Schlieren auf.

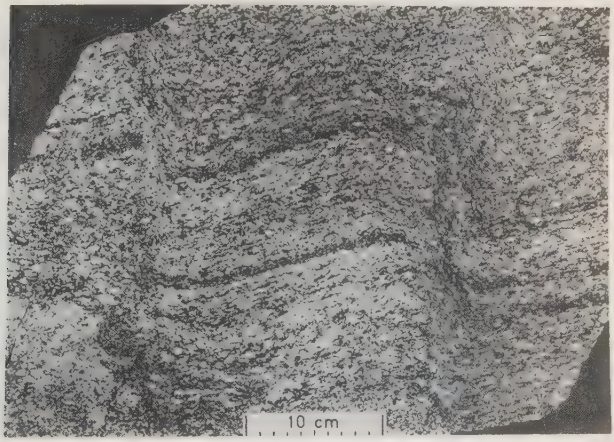


Abb. 33 Diktyonitische Textur in schlierig-nebulitischer Mambacher Granodioritvarietät (kalifeldspatreich). Am linken unteren Bildrand homophaner Granodiorit. Fundort: Südwesthang des Zeller-Hochblauen

Unter dem Mikroskop wird das Gefüge durch kurzprismatische, idiomorphe Plagioklase und Kalifeldpatidioblasen charakterisiert (Abb. 34). Die wichtigsten Eigenschaften von Plagioklas Kalifeldspat, Biotit und Hornblende sind in der Tabelle 22 zusammengestellt.

Plagioklas

Die Plagioklase bilden 0,3 - 1 mm x 0,5 - 2 mm große, idiomorphe Kristalle. Die Flächenkombinationen (010), (110) und (001) herrschen vor. Solche Plagioklasformen wurden von

MEHNERT (1963) aus Diatexten des mittleren und südlichen Schwarzwaldes beschrieben. Myrmekitbildungen an der Grenze Plagioklas/Kalifeldspat sind nicht selten. Plagioklase, die vom Kalifeldspat umschlossen werden, sind - abgesehen von gelegentlich auftretenden Korrosionsbuchten - idiomorph. Sie haben eine wesentlich geringere Größe als die nicht eingeschlossenen Plagioklase. Antiperthitkörper, meist von unregelmäßiger Gestalt, sind häufig zu beobachten.

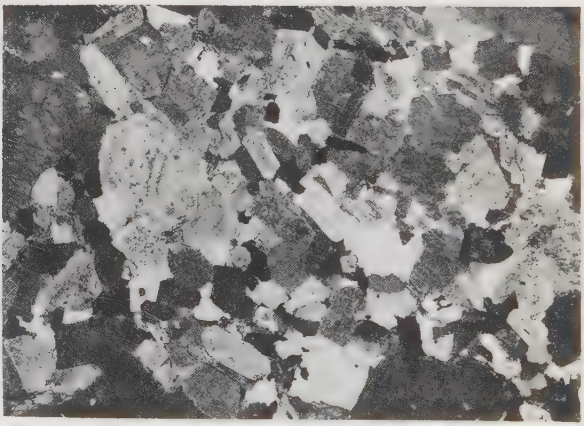


Abb. 34 Mambacher Granodiorit. Deutlich ist die ausgeprägte Idiomorphie der Plagioklase. Am unteren Bildrand ist ein Teil eines idiomorphen Kalifeldspatgroßkristalls mit orientiert eingelagerten Einschlüssen sichtbar.
Vergr. 9-fach. Schräge Nicols. Dünnschl.-Nr. 2319

Von den Plagioklasen in den schlierigen Übergangstypen unterscheiden sich diejenigen des Mambacher Granodiorits außer in ihrer Gestalt in zwei weiteren bemerkenswerten Eigenschaften, die etwas ausführlicher beschrieben werden sollen. In fast allen Dünnschliffen des Mambacher Granodiorits ist eine Zusammenlagerung der Plagioklase zu 3-6 mm großen Haufen zu

beobachten. 5 bis maximal 30 Individuen grenzen aneinander. Nur sehr selten liegen auf den Korngrenzen kleine Biotitschuppen. In vereinzelt auftretenden Zwickeln stecken Biotit, Quarz und Kalifeldspat. Die Größe der Plagioklase innerhalb eines Agglomerats kann zwischen 50 µ und 1-2 mm schwanken. Die einzelnen Plagioklase sind häufig unregelmäßig miteinander verwachsen. Isometrische Umrisse haben sie bevorzugt gegenüber den anderen Gemengteilen (besonders gegenüber Quarz und Kalifeldspat, siehe Rand). Die Grenzen zwischen den einzelnen Individuen sind vielfach undeutlich, insbesondere wenn die Plagioklase stärker serizitisiert sind. Vereinzelt sind kleine Plagioklaskörner von größeren Kristallen umschlossen. Ein typisches Bild eines Plagioklasagglomerats gibt die Abb. 35. Neben diesen rundlichen bis ovalen Agglomeraten treten größere Plagioklase auf, an deren (010) und (110) Flächen mehr oder weniger parallel kleinere Plagioklase angelagert sind (Abb. 36). Inwieweit es sich dabei um Plagioklaskumulate handelt, die sich in einer mobilen Umgebung bildeten, wird in einem abschließenden Kapitel noch ausführlich zu diskutieren sein (J. VANCE u. J.P. GILREATH, 1967, L.R. WAGER, G.M. BROWN u. W.J. WADSWORTH, 1960, SCHNEIDERHÖHN, H., 1962).

Die Plagioklase in den vorher beschriebenen Gesteinsgruppen sind fast ausschließlich nach dem Albit- und/oder Periklingesetz verzwillingt. Im Mambacher Granodiorit treten dagegen neben der vorherrschenden lamellaren Albitverzwilligung nicht selten Albit-Karlsbader-Zwillingsstöcke auf. Weiterhin wurden einfache, nach dem Karlsbader Gesetz und sehr selten nach dem Bavenoer Gesetz verzwillingte Plagioklase festgestellt. Daneben sind häufiger auch unverzwillingte Plagioklasindividuen zu beobachten. Sehr kompliziert gebaute Zwillingsstöcke sind offenbar durch Zusammenlagerung mehrerer Plagioklase entstanden. Die Zwillingslamellen können abrupt aussetzen. Vereinzelt haben sie eine stufige Verwachsungsnaht. Auch isolierte Zwillingslamellen treten in einzelnen Plagioklasen auf. Auf Grund von Untersuchungen an Plagioklaszwillingen von VERNON (1965) lassen

Abb. 35 Plagioklasagglomerat. Während die einzelnen Plagioklasindividuen gegenüber den anderen Gemengteilen, insbesondere gegenüber Quarz und Kalifeldspat, meist isometrische Umrisse haben, sind die Grenzen zwischen den Plagioklasen innerhalb des Agglomerates vielfach unregelmäßig und buchtig. (= Quarz, = Plagioklas, = Kalifeldspat).

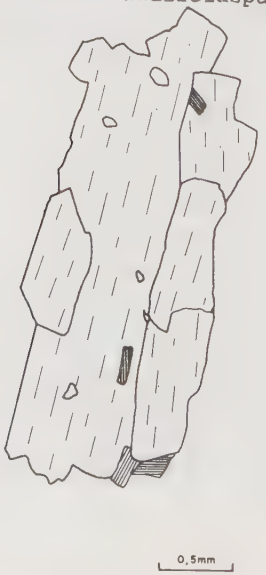


Abb. 36 In c gestreckter Plagioklas. An (010)-Fläche sind kleinere Plagioklase mehr oder weniger parallel angelagert.

die vorher geschilderten Beobachtungen an den Plagioklasen des Mambacher Granodiorits den Schluß zu, daß es sich bei einer großen Zahl der Zwillinge um Wachstumszwillinge handelt (VANCE, 1961).

Der Zonarbau der Plagioklase ist, wenn überhaupt vorhanden, nur schwach ausgeprägt. In der Regel fällt der An-Gehalt von einem basischen Kern, der unregelmäßig zerlappt oder auch in Flecken aufgelöst sein kann, kontinuierlich über eine breite Mittelzone bis zu einer sehr schmalen, sauren Randzone. Diese grenzt mit einem deutlichen Sprung im An-Gehalt an die Mittelzone. Tritt Hornblende als Mafit auf, hat sich in manchen Plagioklasen ein markanter Zonarbau ausgebildet. Ein unregelmäßig geformter Kern wird von einer basischeren Zone umgeben, die in ganz unterschiedlicher Breite angelegt ist oder teilweise auch aussetzen kann. Danach fällt der An-Gehalt kontinuierlich über eine breite Mittelzone oder auch über mehrere schwache Rekurrenzen allmählich zum Rande ab. Der Kern hat im allgemeinen den An-Gehalt der Mittelzone. Solch ein Kern kann auch fehlen. Die Plagioklase haben dann einen normalen Zonarbau mit einem basischen Kern, der meist deutlich gegen die Mittelzone abgesetzt ist. Daneben treten auch nicht zonare, einheitliche Individuen auf (An-Gehalt siehe Tab. 22).

Quarz

Meist sitzt er in Zwickeln. Als Einschluß im Plagioklas und Kalifeldspat ist er gerundet. Xenomorph-buchtige und stengelige Formen, besonders im Kalifeldspat, treten nicht selten auf (Abb. 40).

Kalifeldspat (opt. Eigenschaften siehe Tab. 22)

Er zeigt in seinem Auftreten ein vielgestaltiges Erscheinungsbild. Es lassen sich folgende Formen unterscheiden:

a) Aggregate, die aus vielen polyedrischen Körnern bestehen
b) xenomorphe Zwickelfüllungen
c) poikilitisch-lappige Flecken (Abb. 41)
d) rundliche Xenoblasten (Abb. 37 und Abb. 38)
e) idiomorphe Großkristalle (häufigste Größe:1-1,5 cm, Abb. 39)

Tab. 22

	Kornform	An-Gehalt (Mol.-%) Kern	Hauptmasse	Rand	$2V_\alpha$
Plagioklas	Idiomorph. Längen-Breitenverhältnis: 4:1 bis 1:1, am häufigsten 1,5:1 bis 2:1	max. 55	33 - 28	20 - 5	78°-$\underline{83^\circ}$-$\underline{87^\circ}$-$98^\circ \pm 2$

Kalifeldspat	Triklinität $\measuredangle$ - (001):(010)	$2V_\alpha$	Zwillinge
	89°-$86^\circ \pm 1^\circ$	$48^\circ - 53^\circ \pm 2^\circ$	Karlsbad, Manebach

Biotit	Pleochroismus	Adsorption	Lichtbrechung	Doppelbrechung
	α = hellgraugelb β,γ = dunkelbraun	$\alpha < \beta = \gamma$	$n\alpha$ = 1,592-1,608 $n_\beta \cong n_\gamma$ = 1,625-1,652	$n_\gamma - n_\alpha$ = 0,030-0,044

Hornblende	α = hellolivgelb β = hellolivgrün γ = olivgrün (hellgrün)	$2V_\alpha$	c γ	Lichtbrechung
		$68^\circ - 61^\circ \pm 2^\circ$	$18^\circ - 15^\circ \pm 1^\circ$	n_α = 1,655 n_β = 1,672

Aus dem mikroskopischen Bild läßt sich für die verschiedenen Erscheinungsformen eine relative Altersfolge aufstellen, wie sie schon in ähnlicher Weise auf Seite 56 beschrieben wurde.

Die idiomorphen Kalifeldspäte schwanken in ihrer Größe zwischen 2 - 0,5 cm und zeigen vielfach mehrere Wachstumszonen. Die Einschlüsse - das heißt kleine Plagioklase mit isometrischen Umrissen, Biotitschuppen und Quarz - sind orientiert eingelagert (Abb. 39). Daneben treten xenomorphe, zum Teil rundliche Kalifeldspäte auf, in denen die Einschlüsse eine undeutlichere Orientierung zeigen. Plagioklas und Quarz sind stark korrodiert. Eine makroskopisch gut wahrnehmbare, weiße Randzone erweist sich unter dem Mikroskop als ein an Plagioklaseinschlüssen reicher Randbereich. Eine Besonderheit bilden die unter a auf Seite 66 aufgeführten aus vielen polyedrischen Körnern bestehenden Kalifeldspatnester. Sie treten bevorzugt in Varietäten des Mambacher Granodiorits auf, die in engem Verband mit den feinkörnig-reliktischen Gneisen stehen. Nicht selten liegen in diesen Granodioritarten Schlieren und Schmitzen dieser Gneise. Offenbar stellen die kleinkörnigen Kalifeldspatnester aus dem Gneisaltbestand übernommene Relikte dar.

Mafiten (opt. Eigenschaften siehe Tab. 22)

Der Biotit bildet große Schuppen, die manchmal von Plagioklas und/oder Quarz aufgeblättert werden. In einigen Fällen sind sie zu Strähnen und Haufen zusammengelagert. Randlich gehen sie häufig in feinschuppigen Muskowit und Chlorit über. In einigen Proben sind die Biotitschuppen in ein Gemenge von Chlorit und Rutil (Sagenit) oder feinkörnigen Titanit, Chlorit und Quarz zerfallen.

Die Hornblende tritt nur vereinzelt auf und übertrifft mengenmäßig niemals den Biotit. Makroskopisch erkennbare grünschwarze Mafitflecken bestehen aus kleinen zusammengelagerten Hornblendekristallen. Vereinzelt zeigen die Individuen randlich einen stärkeren Pleochroismus als im Kern. Die größeren Kristalle - zum Teil mit Einschlüssen von Plagioklas, Quarz und Biotit - sind oft in mehrere Teile zerbrochen. In einer Probe wurde diopsidischer Klinopyroxen beobachtet.

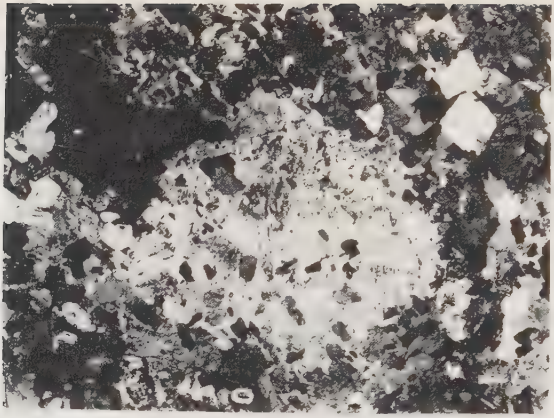


Abb. 37 Vergrößerung 11-fach. Schräge Nicols. Dünnschl.-Nr. 2464

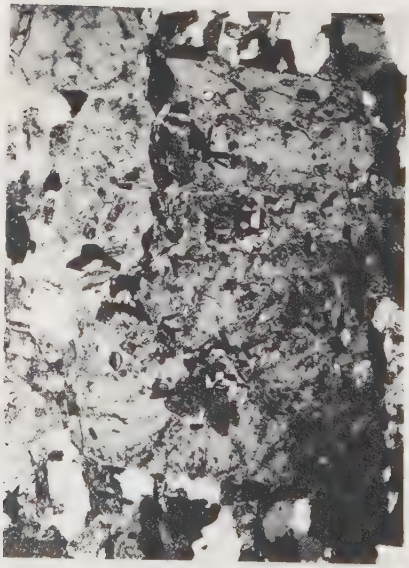


Abb. 38 Vergrößerung 12,5-fach. Schräge Nicols. Dünnschliff-Nr. 2472

Abb. 39 Vergrößerung 9-fach. Schräge Nicols. Dünnschl.-Nr. 2321

Diese Bildfolge zeigt die wichtigsten Formentypen des Kalifeldspates von xenoblastischen Individuen mit schwach orientiert eingelagerten Einschlüssen über große, hypidiomorphe Kristalle mit angedeutetem Interngefüge bis zu idiomorphen Großkristallen mit randlich streng orientiert eingelagerten Einschlüssen.

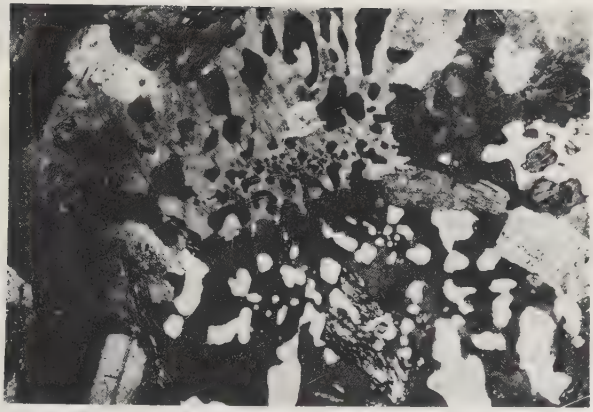


Abb. 40 Kalifeldspatxenoblast in schriftgranitischer Verwachsung mit Quarz.
Vergrößerung 24-fach. Schräge Nicols. Dünnschl.-Nr. 2379

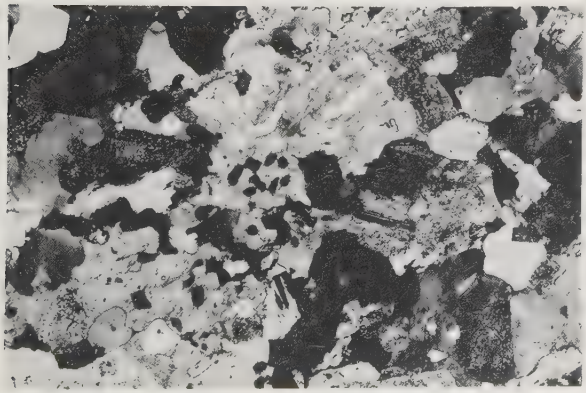


Abb. 41 Xenomorph-lappiger Kalifeldspat, einschlußreich. In der oberen Bildmitte symplektische Verwachsung mit Quarz.
Vergrößerung 22-fach. Schräge Nicols. Dünnschl.-Nr. 2304

Einige Mambacher Granodioritvarietäten zeigen eine sekundäre hydrothermale Umwandlung, die zu feinkörnigen Kalzitausscheidungen und fleckiger Serizitisierung der Plagioklase führte. Die Biotite sind randlich in Muskowit umgewandelt, auf Spaltflächen hat sich Epidot gebildet. Korngrenzenalbit und Albitflecken in den Plagioklasen sind ebenfalls einer jügeren hydrothermalen Phase zuzuschreiben.

Akzessorien

Häufig lassen sich beim Apatit zwei Generationen unterscheiden. Während die dicksäuligen Apatite (100 x 300µ bis 500 x 750µ mit einer Elongation von 5 : 1 bis 2 : 1) an die Mafiten gebunden sind, liegen die langsäuligen Kristalle (10 x 100µ bis 30 x 300µ mit einer Elongation < 5:1) bevorzugt im Plagioklas, Quarz und Kalifeldspat. Sie reichen in die Nachbarminerale hinein, ohne an den Korngrenzen zu zerbrechen. Die dickeren Kristalle zeigen zum Teil eine Absonderung nach (0001), vielfach sind sie auch in mehrere unregelmäßige Körner zerbrochen. Apatite mit sog. "Seelen" kommen vereinzelt vor. Neben klaren Kristallen treten rauchig-graue Individuen auf, die einen schwachen Dichroismus (γ = dunkelgrau, α = hellgraubraun) zeigen. Von mehreren Autoren (BAKER, 1941, et al.) wurde dieses Phänomen beschrieben. Es wird im allgemeinen angenommen, daß die Färbung und der auftretende Dichroismus durch feinste, zum Teil submikroskopische auf (0001) oder parallel [0001] orientiert eingelagerten Fremdkörpern beruht (TRÖGER und BRAITSCH, 1967). Eine endgültige Klärung steht jedoch noch aus. Der Zirkon zeigt in seinem Auftreten keine direkte Abhängigkeit von Mafitgehalten. Die angenähert idiomorphen Individuen sind meist klein (Ø 30 - 200µ). Neben Zirkonen mit gerundeten Kanten treten vereinzelt langprismatische Individuen auf. Tritt Orthit auf, so hat er im Gegensatz zur Ausbildung im Gneisaltbestand stets eine idiomorphe Kristallform. Er umschließt nicht selten Plagioklas, Quarz und Apatit.

Tab. 23

	Plg.	Kfs.	Qu.	Bio.	Hbl.	Apt.	Zrk.	Tit.	Orth.	E.	Ep.
Mittel aus 50 Integr.	43,5	19,3	24,4	12,3	Sp.	0,205	0,018	Sp.	Sp.	0,04	Sp.
Schwankungsbereich	55-27	30-8	41-8	21-7	9-0	0,90-0,09	0,045-Sp.	0,31-Sp.	0,14-Sp.	0,45-Sp.	2,7-0

Tab. 24

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	Na_2O	K_2O
Mittel aus 64 Analysen	67,29	0,519	15,48	3,15	1,94	3,87	4,08
Schwankungsbereich	75-62	1,09-0,22	17,4-13,6	6,3-1,2	4,7-0,8	(5,8)-4,7-3,2	5,2-2,7

Modalbestand und chemische Analysen

Wie aus den Tabellen 23 und 24 hervorgeht, hat dieser Gesteinstyp einen granodioritischen Mineralbestand und eine granodioritische Zusammensetzung. Die Variationsbreite der einzelnen Mineralgehalte ist groß, was sich auch im weiten Schwankungsbereich der verschiedenen chemischen Komponenten ausdrückt (siehe graphische Darstellung, Kap. 3.6).

3.4 Granodiorit des unteren Wehratales ("Wehratalsyenit")

Wie auf Seite 9 beschrieben, hat im unteren Wehratal ein Gestein eine weite Verbreitung, daß phänomenologisch eine große Ähnlichkeit mit dem Mambacher Granodiorit besitzt. In den früheren Darstellungen (ERDMANNSDÖRFFER, 1901, HOENES, 1948 und 1956, METZ und REIN, 1958) wurde es als Wehratalsyenit bezeichnet. Da es im Mittel eine granodioritische Zusammensetzung hat, ist seine Bezeichnung irreführend. Sie wird im folgenden durch die Benennung Granodiorit des unteren Wehratales ersetzt.
In einem W-O-Profil durch das untere Wehratal treten im Granodiorit des unteren Wehratales mit Annäherung an den Granodiorit des Wehra-Wiesentales zahlreiche Gneisschollen auf (Abb. 5). Eine scharfe Grenzziehung zu dem sich weiter nach Osten anschließenden mehr oder weniger veränderten Altbestand ist nicht möglich (siehe geologische Verbandsverhältnisse zwischen Mambacher Granodiorit und Gneis).

Der Granodiorit des unteren Wehratales und der Mambacher Granodiorit sind mittel- bis grobkörnige, weitgehend homophane Gesteine. In ihrem Mineralbestand und Chemismus stimmen beide Gesteinstypen annähernd überein. Durch lokal auftretende, 1-2 cm große Kalifeldspatkristalle haben sie vereinzelt ein porphyrartiges Aussehen. Bei einer mikroskopischen Gegenüberstellung ergaben sich jedoch gewisse Unterschiede zwischen beiden Granodioriten, die im folgenden kurz beschrieben werden sollen.

Plagioklas

Isometrische Kristallformen bestimmen nicht wie beim Mambacher Granodiorit das Gefügebild. Neben idiomorphen Plagioklasen treten rundliche und xenomorphe Individuen auf, die in ihrer Größe stark schwanken (0,2 - 3 mm). Antiperthit wurde nur selten beobachtet.

Kalifeldspat

Große, xenomorph-rundliche Individuen bestimmen das Gefügebild. Idiomorphe Kalifeldspatgroßkristalle mit orientiert eingelagerten Einschlüssen treten nur selten auf. Dagegen dringt der Kalifeldspat häufig von Korngrenzen auf Rissen und Spaltflächen gegen den Plagioklas vor. In einigen Fällen liegen alle anderen Minerale in einer Kalifeldspatgrundmasse. Diese Varietäten zeigen damit deutlich eine "syenitische" Entwicklungstendenz (METZ und REIN, 1958), wie sie auch vereinzelt im Mambacher Granodiorit vorkommt (z.B. Rollblöcke am Südwesthang des Zeller Hochblauen).

Mafiten

Biotit und Hornblende - idiomorph ausgebildet - deuten vielfach eine Paralleltextur an. Auf Bewegungsbahnen ist der Biotit zu feinen Schuppen zerrieben, die Hornblendekristalle sind in viele Teile zerbrochen.

Während also das Gefüge des Mambacher Granodiorits durch idiomorphe Plagioklasformen geprägt wird, bestimmen beim Granodiorit des unteren Wehratales xenomorphe und rundliche Kalifeldspäte das mikroskopische Bild. Weiterhin hat letzterer in der Regel einen Hornblendegehalt, während im Mambacher Granodiorit Hornblende nur sehr selten auftritt.

Daneben sind in fast allen Dünnschliffen des Granodiorits des unteren Wehratales mehr oder weniger deutliche Spuren einer postkristallinen Deformation zu beobachten. Die Feldspäte sind schwach eingeregelt. Die Quarze liegen untereinander eng ver-

zahnt und stark undulös auslöschend in der Deformationsebene. Kleinkörnige Bewegungsbahnen durchziehen den Mineralverband. Plagioklas, Quarz und Kalifeldspat sind zerbrochen, zum Teil zu Grus zerrieben. Die tektonische Überprägung, die alle diese Gesteinstypen des unteren Wehratales erfaßt hat, ist wohl eine Folge der variskischen und postvariskischen Tektonik, die insbesondere in diesem Teil des Südschwarzwaldes sehr intensiv ausgeprägt ist.

Modalbestand und chemische Analysen

Die Einzelwerte der Mineralgehalte variieren in weiten Grenzen. Bei einem Vergleich der Werte mit denen des Mambacher Granodiorits (s. Tab. 25 und 26) ergibt sich eine weitgehende Übereinstimmung (siehe graphische Darstellung, Kap. 3.6).

Tab. 25

Dünnschl.-Nr.	Plg.	Kfs.	Qu.	Bio.	Hbl.	Kal.	Ep.	Akz.
12	35,6	27,5	27,2	9,5	Sp.	-	-	0,2
52	36,8	27,7	23,4	8,9	-	2,8	-	0,4
13	38,9	23,9	28,3	5,9	2,8	-	-	0,2
50	41,7	20,7	22,5	13,7	-	0,4	0,65	0,3
55	49,6	22,2	15,6	3,2	9,1	-	-	0,3
90	50,3	17,5	10,7	17,3	3,9	-	-	0,3
57	59,1	5,0	15,2	17,2	3,0	-	-	0,5

Tab. 26

Prob.-Nr.	Dünnschl.-Nr.	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	Na_2O	K_2O
Ul 265	12	0,462	15,17	2,79	1,68	4,34	4,39
Ul 266	13	0,361	14,36	4,04	1,46	3,40	3,82
Ul 303	50	0,508	15,14	2,94	1,85	4,86	3,18
Ul 343	90	0,792	16,85	5,11	2,83	3,81	4,06

3.5 Mambacher Granit

Wie in der Kartierung ausgeführt wurde und aus den Abbildungen 3 und 5 ersichtlich ist, nimmt in den untersuchten Teilgebieten der Mambacher Granit - ein hellgrauer, homogener, fein- bis mittelkörniger Granit - den größten Flächenanteil ein. Zum Nebengestein hat er durchweg scharfe Kontakte. Westlich der Linie Zell-Pfaffenberg tritt er überwiegend in mehr oder weniger breiten Gängen auf, während er zwischen Großem Wiesental und Wehratal einen im wesentlichen einheitlichen Körper bildet.

Auf Seite 13 wurde an Hand der regionalen Verbreitung der auftretenden Gesteinsvarietäten und der geologischen Verbandsverhältnisse in Umrissen der Aufbau des Mambacher Gesteinskomplexes skizziert. Danach repräsentieren die beiden Auftrittsformen des Granits zwei verschiedene Tiefenanschnitte. Makroskopisch unterscheidet sich der Granit in beiden Auftrittsformen kaum. Die in Gängen auftetende Varietät ist fein- und gleichkörnig (< 1 mm). Plagioklas, Quarz und Kalifeldspat bilden ein panidiomorphes Pflaster (Abb. 42). Daneben treten vereinzelt sehr feinkörnige, äußerst mafitarme (< 2 Vol.-%) Gänge auf, die wahrscheinlich aplitische Nachschübe darstellen. In tieferen Anschnitten ist er als fein- bis mittelkörniger Granit ausgebildet. In der gleichkörnigen Grundmasse liegen wenige, 7 - 3 mm große, idiomorphe Feldspäte. Mafitreiche Schmitzen und bis zu 2 cm große Biotitaggregate sind nicht selten. Sie bestehen teils nur aus Biotitscheiten, daneben aus kleinkörnigen Plagioklasaggregaten mit eingelagerten Biotitschuppen.

Unter dem Mikroskop sind beide Granitausbildungen ebenfalls recht ähnlich. Einziges Unterscheidungsmerkmal ist die Form der Plagioklase.

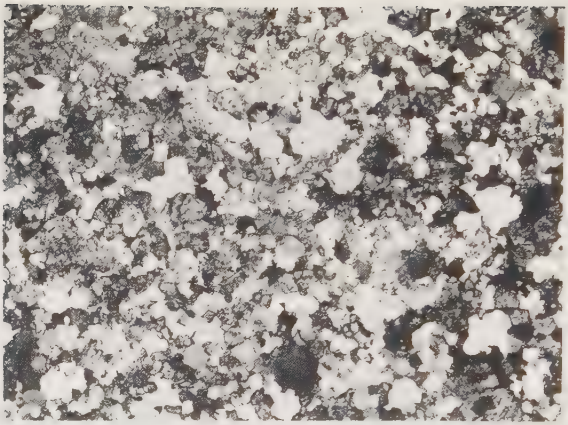


Abb. 42 Mambacher Granit, feinkörnige Varietät. Panidiomorphes Gefüge. Vergrößerung 9-fach. Schräge Nicols. Dünnschl.-Nr. 2313

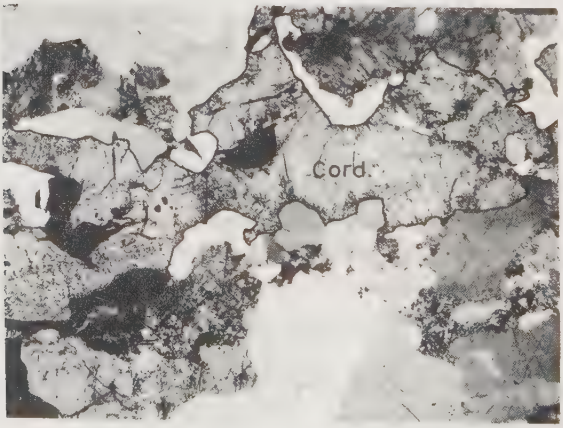


Abb. 43 Cordieritpseudomorphose im Mambacher Granit. Im wesentlichen aus Klinochlor bestehend, randlich in Serizit übergehend. Vergrößerung 27-fach. Schräge Nicols. Dünnschl.-Nr. 2810

Plagioklas

In der gangförmigen Varietät ist er xenomorph-rundlich, während er in Proben aus tieferen Anschnitten isometrische Umrisse hat. Die idiomorphen Plagioklasindividuen des Granits sind kleiner und dünntafeliger als im Mambacher Granodiorit. Myrmekitsäume und Korngrenzenalbit sind weitverbreitet. Die Plagioklase haben einen normalen Zonarbau ohne Rekurrenzen. Der basische Kern ist vielfach stark serizitisiert (An-Gehalt siehe Tab. 27). Zwischen Kern und Rand treten im allgemeinen Unterschiede bis zu 15 Mol.-% im An-Gehalt auf. Quarz und Kalifeldspat greifen häufig buchtig in den Plagioklas und verdrängen ihn.

Tab. 27

	An-Gehalt (Mol.-%)			Zwillinge
	Kern	Hauptmasse	Rand	
Plagioklas	(40)-30-28	26-15	10-0	Albit, vereinzelt Periklin, selten Albit-Karlsbad

	Kornform	Triklinität $\measuredangle \pm (001):\gamma$	$2V_\alpha$
Kalifeldspat	Xenomorph-lappig, untergeordnet rundlich bis idiomorph	$89^\circ - 87^\circ \pm 1^\circ$	$57^\circ - 48^\circ \pm 2^\circ$

	Pleochroismus	Lichtbrechung	Doppelbrechung
Biotit	α = hellgelbgrau β,γ = dunkelbraun	$n\alpha = 1{,}604\text{-}1{,}599$ $n\beta \cong n\gamma = 1{,}658\text{-}1{,}645$	$n\gamma - n\alpha = 0{,}047\text{-}0{,}043$

Mafiten

Die meist dünntafeligen Biotitschuppen (50x100µ - 100-300µ) bilden vereinzelt Aggregate, die von rundlichen Plagioklaskörnern durchsetzt sind. Diese Aggregate erinnern an die

plagioklas-biotitreichen Bänder der reliktischen Gneisvarietäten. Zum Teil sind die Biotite vollkommen in Chlorit umgewandelt. Häufig gehen die Schuppen randlich auch in Muskowit über. Um zu untersuchen , inwieweit sich Mambacher Granit und Mambacher Granodiorit auch in der Zusammensetzung der Biotite unterscheiden, wurden die Gehalte von SiO_2, TiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, CaO, Na_2O und K_2O an Biotiten aus drei Proben des Granits und aus vier Proben des Granodiorits bestimmt (siehe Tab. 28). Die Biotite des Granits unterscheiden sich erstens von denen des Granodiorits durch einen höheren Gesamteisengehalt. Zweitens steigt in den Biotiten des Granits der Al_2O_3-Gehalt offenbar mit fallendem Gesamteisen, während in den Biotiten des Granodiorits ein gegenteiliger Verlauf zu beobachten ist. Es konnte jedoch der Frage nach der unterschiedlichen Zusammensetzung der Biotite in beiden Gesteinen im Rahmen dieser Arbeit nicht weiter nachgegangen werden.

Tab. 28

Prob.-Nr.	SiO_2	Al_2O_3	CaO	K_2O	Fe_2O_3	TiO_2	Lichtbrechung
Mambacher Granit Ul 320	31,76	19,50	0,24	7,80	22,91	3,61	$n\gamma = 1{,}657 \pm 0{,}002$ $n\alpha = 1{,}604 \pm 0{,}002$
Ul 14	33,71	18,29	0,51	7,56	22,69	3,61	$n\gamma = 1{,}654 \pm 0{,}002$ $n\alpha = 1{,}601 \pm 0{,}002$
Ul 91	39,45	15,56	0,11	8,69	21,00	3,84	$n\gamma = 1{,}647 \pm 0{,}002$ $n\alpha = 1{,}599 \pm 0{,}002$
Mambacher Granodiorit Ul 232b	33,24	15,32	0,45	8,13	20,90	3,82	$n\gamma = 1{,}651 \pm 0{,}002$ $n\alpha = 1{,}607 \pm 0{,}002$
Ul 239	35,55	15,89	0,28	8,56	20,66	3,30	$n\gamma = 1{,}646 \pm 0{,}002$ $n\alpha = 1{,}601$
Ul 323	33,79	16,87	0,75	7,36	19,15	3,65	n.b.
Ul 256	35,28	18,18	0,26	8,07	17,59	3,03	$n\gamma = 1{,}631 \pm 0{,}002$ $n\alpha = 1{,}590 \pm 0{,}002$

Vergleicht man die Einzelanalysen mit den entsprechenden Lichtbrechungswerten, so steigt mit der Summe: Gesamteisen+TiO_2 (HEINRICH, 1946).

Auf der geologisch-petrographischen Übersichtskarte des Südschwarzwaldes von METZ und REIN wird nur ein Teil des Mambacher Gesteinkomplexes zwischen Hoher Möhr und Wehratal als cordieritführend hervorgehoben. Bei der eingehenden mikroskopischen Untersuchung zeigte sich, daß Cordierit als Übergemengteil - allerdings in stark schwankendem Gehalt - überall im Granit auftritt. Er ist überwiegend in ein Gemenge von Chlorit aus der Klinochlorgruppe und Serizit umgewandelt (siehe auch SCHWENKEL, 1912, Abb. 43). Meist liegt im Kern Chlorit, an den sich nach außen eine serizitreiche Zone anschließt, die randlich in Muskowitschuppen übergeht. Zum Teil sind die Cordierite nur in Chlorit umgewandelt, manchmal jedoch auch völlig serizitisiert. In einer Pseudomorphose lagen als Relikt Sillimanitnadeln.

Modalbestand und chemische Analysen

In den Tabellen 29 und 30 (s. S. 80) sind die Mittelwerte und Schwankungsbereiche von 29 Integrationen und chemischen Analysen wiedergegeben.

Die hellen Minerale verhalten sich zueinander ungefähr wie 1 : 1 : 1. Der Mafitgehalt überschreitet nur sehr selten 5 Vol.-%. Die Cordierite stellen offenbar Relikte assimilierter Cordieritgneise dar, wie sie zum Beispiel in großer Verbreitung in der Hotzenwälder Gneisscholle auftreten. Der Gehalt an Akzessorien ist sehr gering. Das Apatit-Zirkon-Verhältnis liegt deutlich niedriger als in den anderen Gesteinen des Mambacher Gesteinskomplexes. Häufig tritt ein 1 Vol.-% nicht überschreitender Muskowitgehalt auf.

Tabelle 29

	Plg.	Kfs.	Qu.	Bio.	Muk.	Cord.	Apt.	Zrk.	E.
Mittel aus 29 Integr.	32,3	33,9	28,5	3,8	0,6	0,6	0,029	0,006	0,03
Schwankungs-bereich	38-23	46-27	37-24	7,5-1	5-0	4,5-0	0,23-Sp.	0,017-Sp.	0,21-0

Tabelle 30

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	Na_2O	K_2O
Mittel aus 30 Analysen	72,97	0,176	14,55	1,06	0,76	3,81	4,77
Schwankungs-bereich	77-69	0,36-0,04	16,1-13,3	1,85-0,40	1,20-0,35	4,3-3,4	5,5-4,1

3.6 Zusammenfassende, graphische Darstellung der Modalbestände und chemischen Analysen des Mambacher Granits und Granodiorits sowie der Granodiorite des unteren Wehratales und des Wehra-Wiesentales

In den vorangegangenen Kapiteln (Kap. 3.3 - 3.5) wurden verschiedene plutonitartige Gesteinsvarietäten beschrieben, die einen mehr oder weniger granitischen bis granodioritischen Mineralbestand und Chemismus haben. In diesem Kapitel werden nun diese Gesteine in mehreren Diagrammen zusammen dargestellt. Dabei wird einmal auf die Unterschiede zwischen Mambacher Granit und Mambacher Granodiorit hinzuweisen sein. Zum anderen wird der Mambacher Granodiorit mit zwei anderen Granodioriten aus dem Rahmen des Mambacher Gesteinskomplexes verglichen.

In der Abbildung 44 ist im Diagramm: Quarz - Alkalifeldspat - Plagioklas der Mambacher Granit und der Mambacher Granodiorit dargestellt. Der Mambacher Granit bildet ein relativ eng umgrenztes Feld, das sich weitgehend mit dem dargestellten Maximum der Granite nach STRECKEISEN (1967) deckt. Davon hebt sich deutlich das Feld des Mambacher Granodiorits ab, der trotz großer Schwankungen in den Einzelwerten mit seinem Schwerpunkt im Granodioritfeld liegt.

In einem weiteren Diagramm der gleichen Art (Abb. 45) sind zum Vergleich mit dem Mambacher Granodiorit die Werte der Granodiorite des unteren Wehratales und des Wehra-Wiesentales eingetragen. Die Felder der drei Granodiorite decken sich weitgehend. Der Mambacher Granodiorit und der Granodiorit des Wehra-Wiesentales unterscheiden sich in ihren Mittelwerten nur unwesentlich (der Mittelwert des Wehra-Wiesental-Granodiorits ist bei geringerem Quarzgehalt etwas zum Plagioklaspol verschoben). Es ist in dieser Darstellung bei beiden Granodioriten zwischen einem Normaltyp (dünn umrandet) und Extremtypen (dicke Umrandung) unterschieden worden. Obgleich sich die Varia-

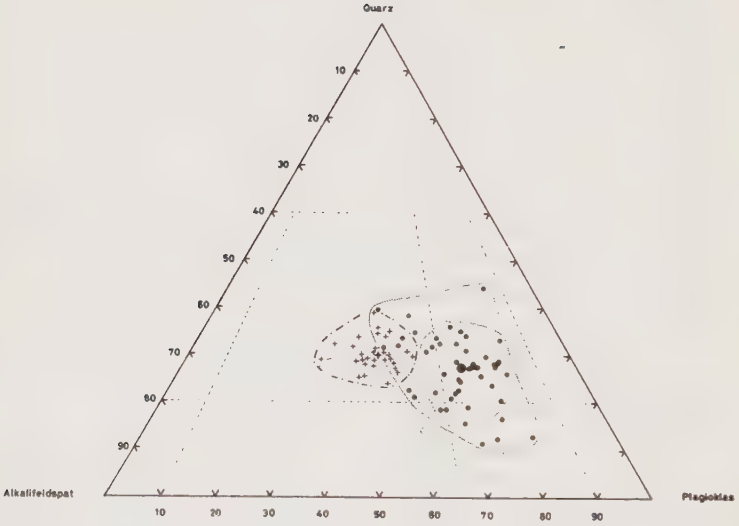


Abb. 44 Im Konzentrationsdreieck: Plagioklas - Alkalifeldspat - Quarz sind die Integrationsanalysen vom Mambacher Granit (+) und Mambacher Granodiorit (●) dargestellt. Innerhalb der gesamten Variationsbreite der vorliegenden Integrationsanalysen des Mambacher Granodiorits ist ein Normaltyp ausgeschieden (dünne Umgrenzung). Dieser Normaltyp stellt die im Untersuchungsgebiet am häufigsten auftretenden Granodioritvarietäten dar.

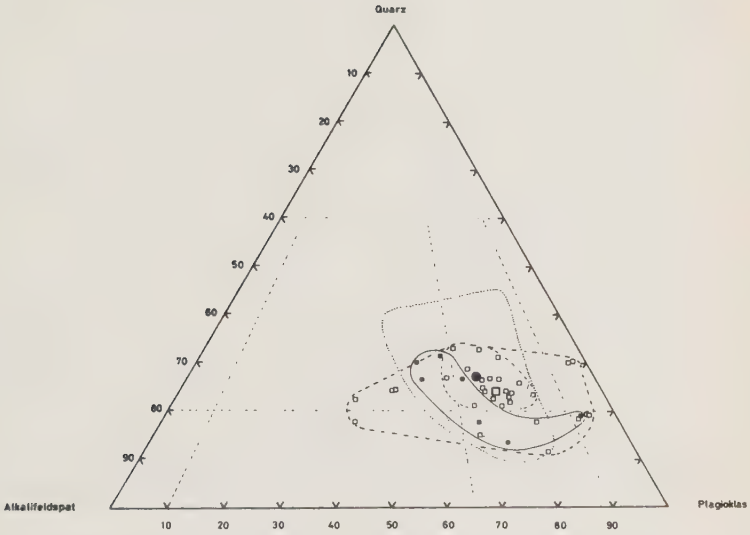


Abb. 45 Dargestellt sind im Konzentrationsdreieck: Plagioklas - Alkalifeldspat - Quarz der Mambacher Granodiorit (●) und die Granodiorite des Wehra-Wiesentales (□) und des unteren Wehratales (■). Sowohl beim Mambacher Granodiorit als auch beim Granodiorit des Wehra-Wiesentales wurde jeweils ein Normaltyp (dünne Umgrenzung) von den Extremtypen (dicke Umgrenzung) unterschieden.

10 Integrationen, Lit. [6]

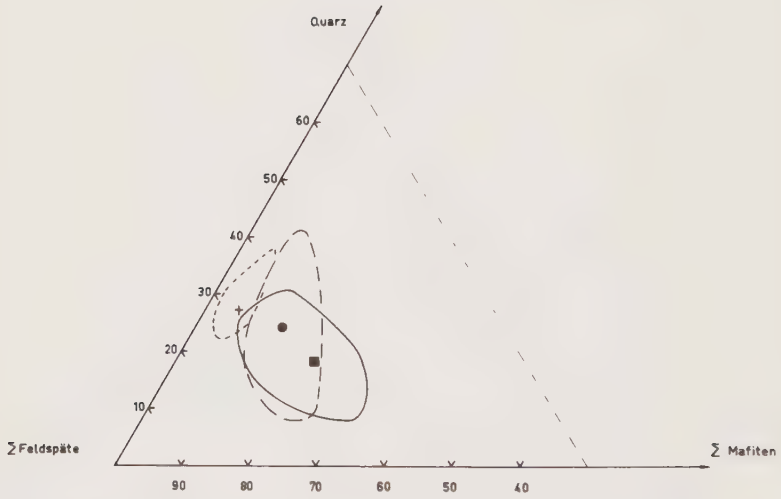


Abb. 46 Ausschnitt aus dem Konzentrationsdreieck:
Quarz - Feldspäte - Mafiten.
+ Mambacher Granit, 29 Integrationen
● Mambacher Granodiorit, 50 Integrationen
■ Granodiorit des Wehra-Wiesentales, 32* Integrationen

* 10 Integrationen, Lit. [6]

tionsfelder der beiden Normalvarietäten fast decken, so zeigt sich jedoch ein interessanter Unterschied, wenn man die Extremtypen mit in die Betrachtung einschließt. Varietäten des Wehra-Wiesental-Granodiorits mit enger Verknüpfung zum Altbestand (Amphibolite und intermediäre Biotit - Hornblende - Gneise) haben eine quarzdioritische bis dioritisch-gabbroide Zusammensetzung. Sie gehen über einen granodioritischen Haupttyp in granitische bis monzonitische Arten über. Gleichzeitig ist eine syenitische Entwicklungstendenz unverkennbar. Hier spielt eine Kalifeldspatzufuhr offensichtlich eine wesentliche Rolle. Der Quarzgehalt bleibt dabei mehr oder weniger unverändert. Der Mambacher Granodiorit zeigt dagegen eine Streuung von dioritischen Varietäten über einen granodioritischen Haupttyp bis zu granitischer Zusammensetzung. Der Granodiorit des unteren Wehratales zeigt offenbar eine ähnliche Entwicklungstendenz wie der Mambacher Granodiorit. Kennzeichnend ist für die untersuchten Granodiorite eine große Heterogenität im Vergleich zum Mambacher Granit. Berücksichtigt man beim Wehra-Wiesental-Granodiorit die an vielen Stellen nachweisbare Kalifeldspatzufuhr, so scheint letzterem eine größere stoffliche Einheitlichkeit zuzukommen als dem Mambacher Granodiorit.

In einem weiteren Diagramm (Konzentrationsdreieck: Quarz - Feldspäte - Mafiten, Abb. 46) ist der Mafitgehalt des Mambacher Granits und Granodiorits sowie des Wehra-Wiesental-Granodiorits berücksichtigt. Dabei ergibt sich, daß der Feldspatgehalt in den beiden Granodioriten ungefähr gleich ist und der wesentliche Unterschied auf unterschiedlichen Mafitgehalten beruht. Vergleicht man die Streubereiche beider Granodiorite, so ergeben sich weitere Unterschiede. Beim Granodiorit des Wehra-Wiesentales bleibt die Summe der Feldspäte etwa konstant. Schwankungen treten nur im Quarz- und Mafitgehalt auf. Das weist darauf hin, daß im Granodiorit des Wehra-Wiesentales die Kalifeldspatzufuhr auf Kosten des Plagioklasanteils verlief.

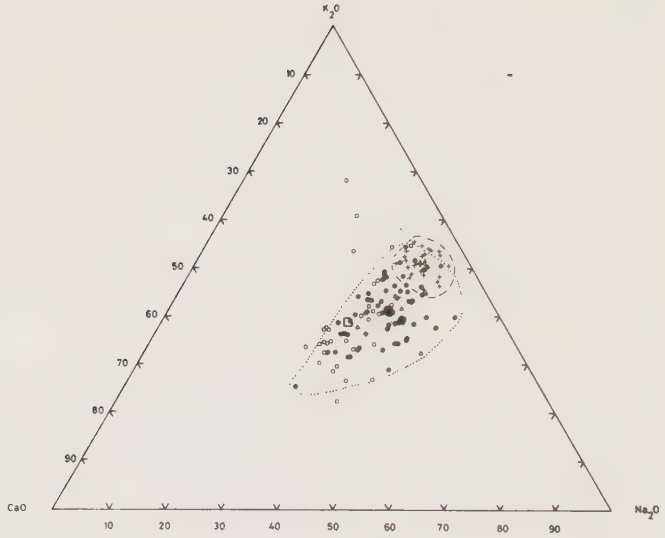


Abb. 47 Im Konzentrationsdreieck: K_2O - CaO - Na_2O sind dargestellt:

+ Mambacher Granit
● Mambacher Granodiorit
□ Granodiorit des Wehra-Wiesentales*
△ Granodiorit des unteren Wehratales

In dieser Darstellung werden die Unterschiede zwischen Mambacher Granodiorit und Granodiorit des Wehra-Wiesentales in ihren Mittelwerten wie auch in ihrer Entwicklungstendenz deutlich. Die vier Werte des Granodiorits des unteren Wehratales fallen mitten in das Feld des Mambacher Granodiorits.

* 10 Analysen, Lit. [6]

Die Schwankungen im Quarzgehalt sind abgesehen von primären Unterschieden zum Teil auf die Biotit-Hornblende-Reaktion zurückzuführen. Wie aus der Tabelle 42 hervorgeht, zeigen die biotitreichen Proben durchweg einen höheren Quarzgehalt.

Beim Mambacher Granodiorit ändert sich der Mafitgehalt kaum. Sehr große Schwankungen zeigt der Quarzgehalt, daneben treten geringe Änderungen im Feldspatanteil auf. Die Variationsbreite des Mambacher Granodiorits ist möglicherweise in der Heterogenität seines Ausgangsmaterials begründet. Von beiden Granodioriten hebt sich deutlich der Mambacher Granit ab. Er zeigt eine leichte Tendenz zur Quarzanreicherung bei konstantem Mafitgehalt.

In der Abbildung 48 sind im Diagramm: CaO - Na_2O - K_2O der Mambacher Granit und die drei Granodiorite eingetragen. Wie aus diesem Diagramm hervorgeht, unterscheiden sich die Mittelwerte des Mambacher Granodiorits und Wehra-Wiesental-Granodiorits in den CaO- und Na_2O-Werten (i.Geg. s. Darstellung im Diagramm: Quarz - Alkalifeldspat - Plagioklas). Der höhere CaO-Gehalt des Wehra-Wiesental-Granodiorits beruht einmal auf seiner Hornblendeführung und zum anderen auf dem etwas höheren An-Gehalt seiner Plagioklase. Die deutliche Abnahme im Na_2O-Gehalt des Wehra-Wiesental-Granodiorits ist zum Teil auch auf eine Verdrängung des Plagioklases durch Kalifeldspat zurückzuführen, wobei das Ca durch sich neu bildende Hornblende mehr oder weniger "am Ort" fixiert blieb, während das Na weggeführt wurde. Weiterhin kommt in der Abbildung 47 die verschiedene Entwicklungstendenz beider Granodiorite klar zum Ausdruck (s. auch Abb. 45).

Die Werte des Granodiorits des unteren Wehratales fallen mitten in das Variationsfeld des Mambacher Granodiorits.

Bei ungefähr konstantem Na_2O - K_2O - Verhältnis unterscheidet sich der Mambacher Granodiorit vom Mambacher Granit durch seinen wesentlich höheren CaO-Gehalt, was auf

den größeren Plagioklasanteil und höheren An-Gehalt der Plagioklase des Granodiorits zurückzuführen ist.

Zusammenfassend ergibt sich aus dem quantitativen Mineralbestand und den chemischen Analysen:

a) Der Mambacher Granit bildet eine deutlich sowohl vom Mambacher Granodiorit als auch von den Granodioriten des Wehra-Wiesentales und des unteren Wehratales verschiedene petrogenetische Einheit mit geringem Streubereich seines Modalbestandes und seiner chemischen Zusammensetzung.

b) Die Granodiorite unterscheiden sich unwesentlich in den Gehalten ihrer hellen Gemengteile. Dagegen besteht im Mafitgehalt ein deutlicher Unterschied. Weiterhin unterscheiden sich die Granodiorite in ihren CaO-Na_2O- und K_2O-Werten voneinander. In der Form ihrer Variationsfelder kommt eine unterschiedliche Bildungstendenz zum Ausdruck.

3.7 Einschlüsse

Aus den geologischen Verbandsverhältnissen wie aus den makroskopischen und mikroskopischen Beschreibungen und der Zusammensetzung des Mambacher Granits und Granodiorits ergibt sich, daß beide Gesteine klar voneinander unterscheidbare Einheiten darstellen. In beiden Gesteinen sind Fremdeinschlüsse nicht selten. Schon bei einem ersten qualitativen Vergleich in bezug auf die Häufigkeit der auftretenden Einschlußarten zeigt sich ein prinzipieller Unterschied. Im Mambacher Granodiorit bilden Gneise und Gneisrelikte einen häufigen Einschlußtyp. Daneben treten, an verschiedenen Stellen auffällig angehäuft, ovale bis diskenförmige, feinkörnige, biotitreiche Einschlüsse auf (Abb. 48). Weiterhin sind mafitreiche Schmitzen und Schlieren nicht selten. Dagegen treten im Mambacher Granit Gneiseinschlüsse nur untergeordnet auf. Haupteinschlußtypen sind der Mambacher Granodiorit (im wesentlichen zwischen Großem Wiesental und Glashütten) und sehr feinkörnige, hornfelsartige Schollen, die in ih-

Abb. 48 Der helle Mambacher Granodiorit steckt voller rundlicher, dunkler Einschlüsse. Die Kontakte sind durchweg scharf. Die Länge der unteren Bildkante: 60 cm. Vorkommen: Forstweg oberhalb von Glashütten

rer Größe zwischen Dezimetern und Zehnern von Metern schwanken können. Teils haben diese Einschlüsse scharfe, teils diffuse Kontakte zum Granit.

Da die vorliegende Arbeit im wesentlichen das Verhältnis des Mambacher Granodiorits zu seinem Nebengesteinsrahmen behandelt, ist auf eine eingehende Bearbeitung der Einschlüsse im Mambacher Granit verzichtet worden. Im folgenden werden daher nur die Fremdgesteinsanteile des Granodiorits ausführlicher beschrieben.

Mafitreiche Schmitzen und Schlieren im Granodiorit

Es handelt sich bei dieser Gruppe um im Ø 3 cm große Mafitanhäufungen, wie sie auch in vielen Graniten zu beobachten sind. Die Abbildungen 49 bis 51 geben einen Überblick über den Formenbestand. Es können vier ver-

schiedene Typen unterschieden werden:

a) Biotitaggregate und -schlieren
b) Biotit - Quarzeinschlüsse
c) feinkörnige Biotit-Plagioklasschlieren
d) Hornblende - Plagioklasanhäufungen ± Biotit

Die Biotitaggregate bestehen im wesentlichen nur aus großen, ineinanderverschränkten Biotitscheiten, die kleine, hornfelsartige Biotit-Quarzpartien umschließen können (Abb. 49). Frischer Cordierit tritt vereinzelt auf. Kalifeldspat fehlt völlig.

Die Biotit-Quarzpflaster treten auch als selbständige Einschlüsse im Granodiorit auf. Der Quarz ist stark sammelkristallisiert und greift buchtig in die Biotitschuppen. Vielleicht handelt es sich um Hornfelsrelikte oder um Restitbildungen eines sehr quarzreichen Ausgangsmaterials.

Die feinkörnigen Biotit-Plagioklasschlieren bestehen aus Aggregaten polyedrischer Plagioklaskörner, in die feinschuppige Biotite eingelagert sind (Abb. 51). In Bereichen, wo der Plagioklas zurücktritt, bilden die Biotite Aggregate aus verschränkten Scheiten. Aus dem Granodiorit ragen idiomorphe Plagioklaskristalle in diese Züge hinein, die in ihrer Struktur und Textur an die feinkörnigen Biotit-Plagioklaslagen der reliktischen Gneise erinnern.

Im Mambacher Granit treten ebenfalls Mafitanhäufungen auf, die nur aus ineinanderverschränkten Biotitscheiten bestehen. Im Gegensatz zum Granodiorit wurden jedoch die hornfelsartigen Biotit-Quarzpflaster nicht beobachtet. Statt der Biotit-Plagioklasschlieren und -lagen treten im Granit rundliche, 0,5 - 5 mm große Plagioklas-Biotitaggregate auf, die aus vielen kleinen (50 - 100) Plagioklaskörnern bestehen, in denen Biotitschuppen liegen.

Neben diesen biotitreichen Schmitzen treten vorzugsweise in den hornblendeführenden Granodioritvarietäten hornblendereiche Schlieren und Aggregate auf (Abb. 50). In diesen Einschlüssen haben Plagioklas und Hornblende iso-

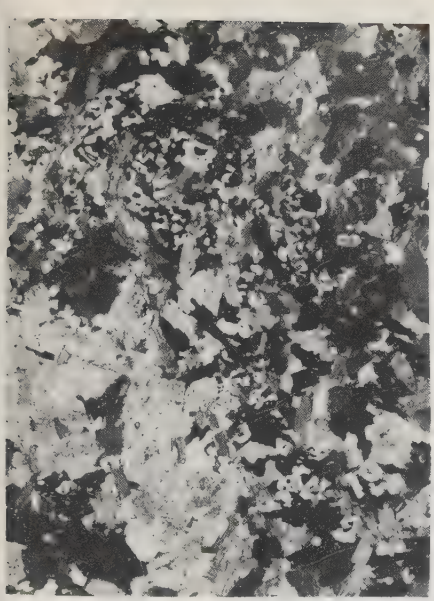


Abb. 49 Biotitnest mit hornfelsartigen Partien (obere Bildhälfte) Verg.: 6,5-fach. Schräge Nicols. Dünnschliff - Nummer: 63

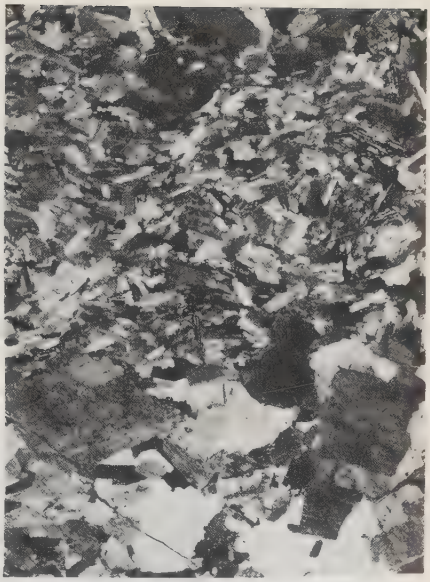


Abb. 50 Hornblende - Plagioklasschliere mit schwacher Parallelanordnung der Gemengteile. Vergr.: 9,5-fach. Schräge Nicols. Dünnschliff-Nummer: 2438

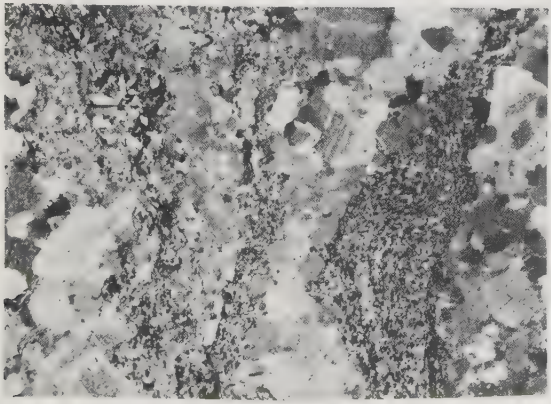


Abb. 51 Feinkörnige Biotit-Plagioklasschliere. Vergr.: 8,5-fach. Schräge Nicols. Dünnschliff-Nummer: 2921

metrische Kristallformen. Die Plagioklase zeigen stets einen deutlichen Zonarbau. Die Apatite sind in der Regel nadelig mit einem Längen-Breitenverhältnis von 10 : 1, wie es besonders typisch für die Gruppe der Quarzdiorite im südliche Schwarzwald ist. Vermutlich handelt es sich bei einem Teil dieser hornblendereichen Schmitzen um Assimilationsreste ehemaliger Quarzdiorite. Daneben treten noch vereinzelt reine Hornblendenester auf. Im Mambacher Granit sind ebenfalls derartige hornblenditische Einschlüsse zu beobachten (z.B. im Großen Wiesental, oberhalb Silbersau). Sie sind offenbar jedoch stärker umgewandelt als die im Granodiorit und geben in der Regel keinen Hinweis mehr auf ihre Herkunft.

Biotitreiche, kugelige bis ellipsoidische Einschlüsse im Granodiorit

Innerhalb dieser Gruppe läßt sich eine Varietät mit Hornblendeaggregaten von einer hornblendearmen bzw. -freien Form unterscheiden. In beiden Typen wird das mikroskopische Bild von großen, ineinanderverschränkten Biotitlepidoblasten geprägt, die nicht selten zu Nestern zusammengelagert sind. Sie bilden in a gestreckte, spießige Scheite (Länge: 4-2 mm, Breite: 0,4 - 0,1 mm). In Quarz eingeschlossene Biotite sind dagegen nur 70 - 20μ groß. In den hornblendereichen Arten umschließen die Biotithaufen Hornblendeaggregate. Erzausscheidungen in diesen Aggregaten deuten ebenso wie die vielen kleinen idiomorphen Titanitkristalle auf eine Umwandlung des Biotits in Hornblende hin. Daneben treten vereinzelt in den Hornblenden Kalzitausscheidungen auf. In einem Fall wurde beobachtet, daß die Hornblenden in ein Gemenge von Chlorit und Kalzit umgewandelt waren, während kleine, in Quarz eingelagerte Kristalle keine Umwandlungserscheinungen zeigten. In diesen Einschlüssen ist offenbar die Biotit-Hornblendereaktion nicht nur in einer Richtung verlaufen. In den Varietäten mit Hornblendeaggregaten bildet Quarz

rundliche Körner (Ø 4-2 mm), die von mehreren Subindividuen aufgebaut werden. Daneben sitzt er auf Korngrenzen und Rissen zwischen allen übrigen Gemengteilen und bildet unter deutlicher Verdrängung von Plagioklas Xenoblasten. Diese xenoblastische Entwicklung des Quarzes ist in den hornblendearmen bzw. -freien Typen noch stärker ausgeprägt. Die xenomorphen bis rundlichen Quarzblasten stecken voller Plagioklasreste (Abb. 52) In einzelnen Quarzen, die von Biotitschuppen umkränzt werden, liegen kleine, rundliche Hornblendekörner. Die Plagioklase sind teils rundlich bis xenomorph (0,3 - 0,1 mm), teils herr-

Abb. 52 Dunkler Einschluß im Mambacher Granodiorit. Charakteristisch sind große, in a gestreckte Biotitlepidoblasten. Xenomorph-lappige Quarzindividuen sind reich an Plagioklasresten. In der oberen linken Bildhälfte liegen Hornblendereste im Quarz, der umgeben wird von großen Biotitschuppen.
Vergr.: 16-fach. Schräge Nicols. Dünnschliff-Nummer: 2495

schen buchtig korrodierte Plagioklasreste vor. Der Plagioklas zeigt keinen Zonarbau. Quarz und Kalifeldspat - letzterer tritt in der Regel nur in den Varietäten mit

Hornblendeaggregaten auf - stecken voller feinnadeliger Apatitkriställchen, die nicht selten über mehrere Korngrenzen hinwegreichen.

Die dunklen, feinkörnigen Einschlüsse im Mambacher Granit (Abb. 53) zeigen einige wesentliche Unterschiede zu den vorher besprochenen biotitreichen, kugeligen Schollen

Abb. 53 Dunkler Einschluß im Mambacher Granit. Größere Plagioklaskristalle, zum Teil mit Serizitkränzen, liegen in einer gleichkörnigen Grundmasse. Vergr.: 9-fach. Schräge Nicols. Dünnschliff-Nummer: 2358

im Granodiorit, die im folgenden kurz zusammengefaßt werden:

1. Die Plagioklase sind meist dünntafelig - leistenförmig mit einem Längen-Breitenverhältnis von 2 : 1 bis 8 : 1.

2. Sie zeichnen sich in der Mehrzahl durch einen starken Zonarbau aus, wobei der basische Kern völlig zersetzt ist.
3. Große, meist rundlich-gedrungene Plagioklaseinsprenglinge treten auf (0,5 - 1 mm). Sie stellen korrodierte Reliktplagioklase dar, die von einem sauren (s. Oligoklas) Rand ummantelt werden.
4. Die Biotite sind meist kleinschuppig (0,3 - 0,1 mm).
5. Mafitzusammenlagerungen treten zurück.
6. Eine Verdrängung der Feldspäte durch Quarz ist nicht zu beobachten.

Aus dem Vorangegangenen ergibt sich, daß der Mambacher Granit auch auf Grund seines Fremdgesteinsinhaltes vom Mambacher Granodiorit zu unterscheiden ist. Während im Mambacher Granodiorit die Einschlüsse nicht selten noch Hinweise auf ihr Edukt geben, sind die des Mambacher Granits in der Regel so stark verändert, daß eine Rückbeziehung auf das Ausgangsmaterial unmöglich ist.

4. PETROGENETISCHER TEIL
(Zusammenfassung und genetischer Deutungsversuch)

Wie die Arbeit bisher zeigte, stellt das untersuchte Gebiet einen sehr kompliziert aufgebauten Grundgebirgsteil dar. Eine Deutung dieses Gesteinskomplexes wird durch eine mehr oder weniger ähnliche Zusammensetzung der verschiedenen petrographischen Einheiten erschwert. Zwei Detailkartierungen (s. Anhang) dienten zur Aufklärung der regionalen Verbreitung der einzelnen Gesteinsvarietäten sowie ihrer relativen Altersverhältnisse. Im Kapitel 3 erfolgte eine eingehende mikroskopische Beschreibung der einzelnen Gesteine verbunden mit einer quantitativ-mineralogischen und chemischen Bearbeitung. Nachdem somit die quantitativen Untersuchungen vorliegen, erhebt sich die Frage nach der Deutung der verschiedenen Gesteinsgruppen und ihrer gegenseitigen Beziehungen.

4.1 Geologischer Feldbefund

Es wird in diesem Abschnitt in knapper Form auf die im Gelände beobachteten Kontaktverhältnisse eingegangen. Die verschiedenen Gneisvarietäten bilden mit dem Mambacher Granodiorit charakteristische Verbandsverhältnisse. Während die feinkörnig-reliktischen Gneise durchweg scharfe Kontakte zum Granodiorit haben, hat sich zwischen den metablastischen Gneisvarietäten ein mehr oder weniger breiter, kontinuierlicher Übergangsbereich ausgebildet. Die Gesteinstypen dieses Übergangsbereiches vermitteln in ihrem makroskopischen Aussehen und in ihrer Gefügeausbildung zwischen Gneisaltbestand und Granodiorit (s. Abschn. 4.2, S.106). Auf die Kontaktverhältnisse zwischen Quarzdioriten und Mambacher Granodiorit wurde schon früher eingegangen (s. S.16). Zwischen beiden Gesteinen treten schlierige Angleichungskontakte auf (s. Abb. 9 bis 10). Vielfach ist im Kontaktbereich eine direkte stoffliche Abhängigkeit des Mambacher Granodiorits vom Quarzdiorit

nachweisbar. Der Mambacher Granit zeigt zum Granodiorit, Gneisaltbestand und den Quarzdioriten in der Regel scharfe Inrusivkontakte (s. Bildfolge: Abb. 54 bis 57). Das heißt, der Granit introdierte in einen bereits festen, mechanisch starr reagierenden Rahmen.

Die regionale Verbreitung der verschiedenen Gesteinsvarietäten und die Kontakte des Mambacher Granits mit seinem Rahmen lassen vermuten, daß sich der Granit in den "dachziegelartigen" Bauplan des westlichen Teils des Südschwarzwaldes (vom Granodiorit des Wehra-Wiesentales im Osten bis zum Blauen Granit im Westen) einpaßt.

Zwischen Mambacher Granit und seinem Rahmen besteht nur eine äußerst geringe stoffliche Wechselwirkung. Dagegen ergibt sich aus dem Geländebefund eine enge genetische Beziehung zwischen Gneisaltbestand und Mambacher Granodiorit. Die mikroskopische Untersuchung im folgenden Abschnitt konzentriert sich deshalb auf den im Gelände sehr vielfältigen Übergangsbereich: Altbestand - Mambacher Granodiorit, in dem sich metamorphe und anatektische Bildungen in komplizierter Weise durchdringen.

4.2 Diskussion des mikroskopischen Befundes

Faßt man die in der mikroskopischen Beschreibung geschilderten Einzelergebnisse zusammen, so kann folgendes gesagt werden:

Durch die mikroskopischen Untersuchungen ergab sich, daß die Entwicklung der Hauptminerale durch blastische Umkristallisation der verschiedenen Altbestandstypen gekennzeichnet ist.

> Der Begriff der Blastese wird von verschiedenen Autoren verschieden definiert. Während einige Autoren den Begriff nur auf das bevorzugte Wachstum einer Mineralart ohne Gegenwart einer mobilen Phase (Schmelze oder H_2O-reiche Lösung, etc.) begrenzt wissen wollen (DIMROTH, 1963), sprechen andere auch vom blastischen Wachstum eines Minerals, wenn das Wachstum in einer

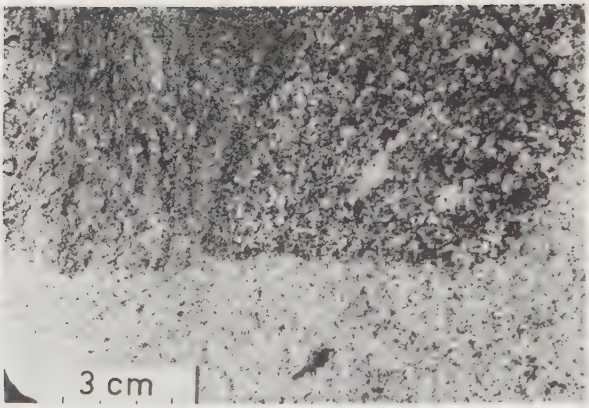


Abb. 54 Mambacher Granodiorit mit einer diatektischen Partie und nebulistischen Gneisrelikten grenzt mit scharfem Kontakt an Mambacher Granit. Fundort: Kleines Wiesental, Straßenanschnitt

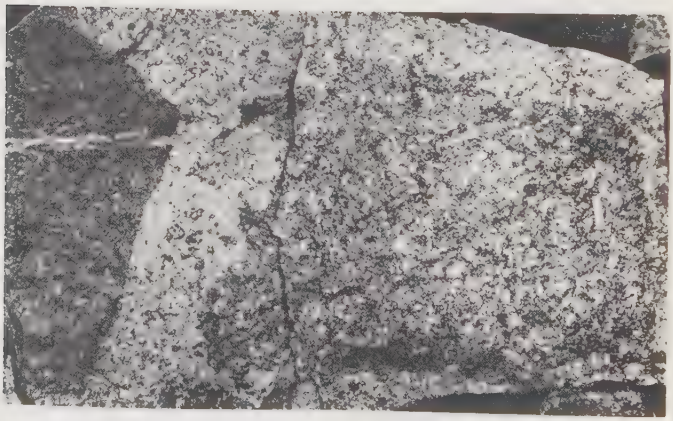


Abb. 55 Quarzdiorit und Mambacher Granodiorit als Einschluß im Mambacher Granit, der schwach hybridisiert ist. Fundort: Käsern (Rollblock). Untere Bildkante: 1,2 m

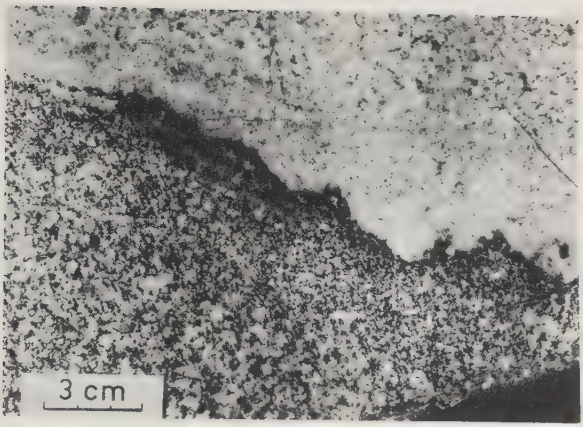


Abb. 56 Kontakt Mambacher Granit - Mambacher Granodiorit. Am Kontakt Bildung eines biotitreichen Saumes. Mambacher Granit mit feinkörniger Reaktionszone. Fundort: Forstweg oberhalb Glashütten, unteres Wehratal

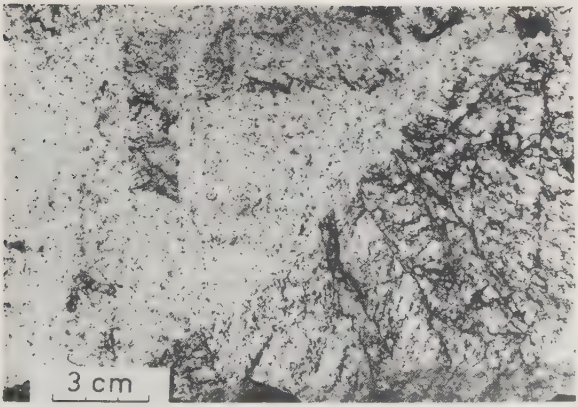


Abb. 57 Kontakt zwischen metablastischen Gneisen und Mambacher Granit. Die Einschlüsse im Granit zeigen nur geringe Assimilationserscheinungen. Fundort: Kleines Wiesental, Straßenanschnitt

fluiden Phase erfolgte (DRESCHER KADEN, 1948, AUGUSTITHIS, 1959). Es ist jedoch anzunehmen, daß ein kontinuierlicher Übergang besteht zwischen einem Kristallwachstum in einem festen Mineralgefüge ohne eine intergranulare Flüssigkeitszone um den Kristalloblast und dem Wachstum in einer solchen. Deshalb wird in dieser Arbeit unter Blastese nach MEHNERT (1957) das bevorzugte Wachstum einer Mineralart unter Umschließung oder Verdrängung der anderen Gemengteile in überwiegend fester Umgebung verstanden. Dabei wird offen gelassen, ob der Kristalloblast von einer flüssigen Phase umgeben war oder nicht. Einen Hinweis auf ein definiertes Wachstum geben die typischen Umschließungsstrukturen der blastischen Minerale, wie sie von vielen Autoren beschrieben und abgebildet werden (OKRUSCH und RICHTER, 1967, KNAUER, 1969, et al.). Wenn solche Strukturen fehlen und keine reliktischen, kleinkörnigen Partien mehr vorhanden sind, läßt das mikroskopische Bild keine eindeutige Aussage über eine blastische Gefügeentwicklung zu.

Obgleich speziell in den Übergangstypen typische Umschließungsstrukturen selten sind, läßt sich anhand zahlreicher Dünnschliffreihen eine blastische Entwicklung von reliktisch-feinkörnigen Gneisvarietäten bis etwa zu schlierigen Mobilisationsstadien aufstellen. Von hier ab bis zu den homogenen Granodiorittypen wird das mikroskopische Bild jedoch von typisch anatektischen ("magmatoiden") Gefügeformen beherrscht. Es sollen nun die Endglieder der auf Seite 97 genannten Entwicklungsreihe besprochen werden.

Die in ihrem Erscheinungsbild Myloniten recht ähnlichen Gneise, die als dünne Lagen und Bänder oder kleine Schollen in anderen Gesteinsvarietäten liegen, stellen die einzigen feinkörnig-reliktischen Anteile dar. In ihrem Gefüge kommt eine sehr intensive mechanische Durchbewegung zum Ausdruck. Während zum Beispiel jedoch in Granuliten Quarz in der Regel stark ausgewalzt ist oder zum Beispiel in Proben aus dem unteren Wehratal, die Spuren einer postkristallinen Deformation zeigen, eng verzahnte Individuen mit einer deutlichen Plättung bildet, tritt der Quarz in den feinkörnigen Gneisen in Form rundlicher, meist nicht verzahnter Individuen auf. Diese übertreffen

in ihrer Größe die übrigen Gemengteile vielfach um das 2- bis 3-fache. Ihre Auslöschung ist nur schwach undulös. Korngröße und Einschlußkränze von feinschuppigen Biotiten in einigen Quarzen zeigen, daß zumindest ein Teil der Quarze nach der Deformation weitergewachsen ist.

Die Feldspäte bilden Linsen und Lagen von kleinkörnigen Individuen, die eine sehr gleichmäßige Größe haben (Ø 30 - 100μ, am häufigsten 50 - 70μ, s. Abb. 58). Wie aus der Abbildung 59 hervorgeht, haben diese polygonalen Feldspatgefüge große Ähnlichkeit mit den Rekristallisationsgefügen stark deformierter Metalle. Bei mehr oder weniger kugeligen Körnern bildet sich ein wabenartiges 3 Korngrenzengefüge aus. Zwischen den Korngrenzen stellt sich ein Winkel von 120° ein, wenn sich zwischen den rekristallisierten Körnern ein Gleichgewicht eingestellt hat.

> Von VOLL (1961) wurden polygonale Quarz-Zellengefüge aus metamorphen Grauwacken beschrieben. Er deutet sie als Rekristallisationsgefüge. Der Stofftransport erfolgte durch Diffusion und nicht durch Materialfluß in einer intergranularen fluiden Phase.

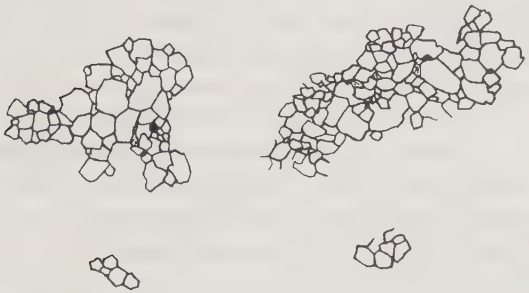


Abb. 58 Mehrere kleinkörnige Kalifeldspataggregate. An vielen Stellen ein wabenartiges 3-Korngrenzengefüge. Nicht selten zwischen den Korngrenzen ein Winkel von ca. 120°. Vergr.: 140-fach. Dünnschliff-Nummer: 2399 (= Quarz, = Biotit, = Kalifeldspat)

Die feinkörnigen Feldspatlinsen stellen offenbar stark zerriebene Großkristalle dar, in denen die einzelnen Feldspatkörner rekristallisiert sind. In den polyedrischen Plagioklasaggregaten liegen einzelne größere, xenomorphe Individuen, die kleinkörnige Bereiche umschließen können. Entweder stellen diese größeren Plagioklase Relikte ehemaliger Großkristalle dar, oder es handelt sich um blastische Neubildungen aus den polyedrischen Körnern. Nimmt man die erste Möglichkeit an, so wäre zu erwarten, daß diese xenomorphen "Reliktplagioklase" bei einer intensiven Verformung, wie sie in den feinkörnigen Gneisen zum Ausdruck kommt, Anzeichen einer deformativen Beanspruchung zeigen. Spuren einer deformativen Beanspruchung, wie zum Beispiel Verbiegung von Zwillingslamellen, undulöse Auslöschung, Brüche etc., sind in der Regel jedoch nicht zu beobachten. Für die zweite Bildungsweise sprechen die kleinkörnigen Bereiche, die vereinzelt von den xenomorphen Plagioklasen umschlossen werden. Das Fehlen poikiloblastischer Strukturen erklärt sich dadurch, daß die xenomorphen Plagioklase durch bevorzugtes Wachstum einzelner Körner innerhalb der kleinkörnigen, monomineralischen Aggregate entstanden. Von CARSTENS (1966) wurde an Beispielen aus Duniten, Anorthositen und Dolomiten gezeigt, daß sich Porphyroblasten durch übermäßigen Kornzuwachs gebildet haben. Die entscheidende Kraft für das Wachstum ist das Bestreben, die gesamte freie Oberflächenenergie des Aggregats zu verringern. Fremdbestandteile, orientierte Strukturen sowie Rekristallisationszwillinge können den Kornzuwachs behindern bzw. unterbinden. Auf diese Weise lassen sich auch die xenomorphen Plagioklase in den polyedrischen Feldspatlinsen als xenoblastische Bildungen deuten.

Zusammenfassend kann gesagt werden, daß die feinkörnig-reliktischen Gneise eine blastomylonitische Struktur zeigen. Beherrscht wird das Gefügebild von einer Quarzsammelkristallisation. Erste Anzeichen eines Plagioklaswachstums sind zu beobachten.

Den Gegenpol zu diesen Altbeständen bildet der Mambacher Granodiorit, der in seinem makroskopischen Aussehen nicht von einem echten Magmatit zu unterscheiden ist. Folgende Merkmale charakterisieren sein Gefüge:

Die Plagioklase sind immer idiomorph ausgebildet. Die auftretenden Flächen lassen sich ohne Schwierigkeiten indizieren. Es handelt sich um Flächenkombinationen, wie sie von MEHNERT (1963) in Diatexiten beobachtet wurden. Die große Ähnlichkeit mit diatektischen Bildungen zeigt sich zum Teil auch in der Ausbildung des Zonarbaus. Fleckiger Zonarbau herrscht vor, wobei jedoch nur geringe Unterschiede im An-Gehalt auftreten. Ein inverser Zonarbau, wie er von Diatexiten beschrieben wird (MEHNERT, 1963), tritt dagegen nur selten auf. Häufig fehlt ein Zonarbau völlig. Daraus läßt sich schließen, daß während der Bildungszeit Kristallisationsbedingungen geherrscht haben müssen, die eine Gleichgewichtseinstellung in der Plagioklaszusammensetzung erlaubten. Dagegen zeigen hornblendeführende Typen im allgemeinen einen schwachen Zonarbau mit mehreren Rekurrenzen. Die sehr unterschiedliche Ausbildung der verschiedenen Zonen spricht möglicherweise für eine noch relativ geringe Beweglichkeit der in der mobilen Phase transportierten Stoffe, so daß lokale Verschiedenheiten beim Plagioklaswachstum als Ungleichgewichte fixiert sein könnten.

Charakteristisch ist für den Granodiorit auch die Neigung der idiomorphen Plagioklase, Aggregate zu bilden. Auf Seite wurden diese Zusammenlagerungen ausführlich beschrieben. Die Bildung von Kristallhaufen, die im allgemeinen aus einer Mineralart bestehen und durch Zusammendriften in einer mobilen Umgebung (i.e. Schmelze) entstanden, wurde von VOGT (1921) als Synneusis*) bezeichnet. VANCE und GILREATH (1967) untersuchten in verschiedenen porphyrischen Gesteinen die Korngrenzenbeziehungen zwischen den einzelnen Mineralen. Sie kamen dabei zu dem Ergebnis,

---

*) συννεῖν, gr. = zusammenhäufen, zusammenschichten, zusammenschwimmen
συννεσις, gr. = das Zusammengehäufte

daß in den untersuchten Gesteinen eine Tendenz zur bevorzugten Zusammenlagerung gleicher Minerale besteht. Neben verschiedenen anderen Faktoren (wie z.B.: Epitaxie, Korngröße, Umgebung etc...) ist zur Bildung solcher Zusammenlagerungen eine Bewegung der Kristalle in einer Schmelze notwendig. Von DIMROTH (1963) wurde in Syntektiten aus dem südwestlichen Fichtelgebirge auf Grund statistischer Untersuchungen über die Zirkonverteilung eine bevorzugte Verwachsung der Zirkone mit Erz festgestellt. Er deutet diese Anreicherung der Zirkone an den Erzpartikeln als Anlagerungsgefüge, was auf eine partielle Beweglichkeit des Zirkons gegenüber den anderen Mineralien hinweist. Anlagerungsgefüge sind besonders häufig in basischen und ultrabasischen Gesteinen. WAGER, BROWN und WADWORTH (1960) bezeichnen magmatische Gesteine, die sich durch Kristallzusammenballungen bildeten, als Kumulate. Nach diesen Autoren ist es neben der Keimbildung eine Frage der Ausscheidungsfolge, welches Mineral Aggregate bildet. Notwendig ist dabei eine Bewegung der Kristalle in einer mobilen Umgebung. Weiterhin sei hier kurz an die recht ähnlichen Strukturen aus Chromitlagerstätten erinnert (SCHNEIDERHÖHN, 1963). Auch hier ist zu beobachten, daß sich einzelne Chromitkristalle in einer silikatischen Schmelze zusammenlagerten ("noduls" des Leopardenerzes).

Wie aus den vielen Beispielen hervorgeht, werden von allen Autoren diese Zusammenlagerungen als ein Beweis für das Vorhandensein einer mobilen Umgebung genommen. Folgende Gründe sprechen dafür, daß auch die Plagioklasaggregate im Mambacher Granodiorit durch Zusammenlagerung in einer mobilen Phase entstanden:

a) In den metablastischen Gneisen und schlierigen Übergangstypen fehlen solche Zusammenlagerungen
b) Kleinere Plagioklase sind häufig orientiert an größere angelagert (in der Regel $\parallel [ool]$)
c) Die Aggregate sind sehr einschlußarm. Wären sie durch Blastese mehrerer Plagioklase entstanden, wie es von GOODSPEED (1937) aus Hornfelsen beschrieben wird, dürften Grundmasseeinschlüsse in Zwickeln und auf Korngrenzen häufiger zu beobachten sein.

d) Die äußeren Umrisse der Plagioklase der Randzone sind in der Regel idiomorph.

Aus den angeführten Gründen trifft wohl auch für die Bildung der Plagioklasaggregate im Mambacher Granodiorit die Feststellung von VANCE und GILREATH (1967) zu: "First their formation implies a drifting together and attachment of crystals freely suspended in a fluid medium".

Mit der oben gezogenen Schlußfolgerung steht eine weitere Beobachtung in Einklang, die hier kurz erwähnt werden soll. Während in den Gneisen polysynthetische lamellare Zwillingsbildung vorherrscht, treten Periklinzwillinge im Granodiorit zurück. Häufiger als im Gneisaltbestand sind die Plagioklase nach dem Albit-Karlsbader-Komplexgesetz verzwillingt. Daneben treten auch einfache, im allgemeinen aus zwei Individuen aufgebaute Zwillinge auf. GORAI (1951) unterschied bei den Plagioklaszwillingen zwischen A-Zwillingen (Albit- und Perikligesetz) und C-Zwillingen (Karlsbader-, Albit-Karlsbader-, Manebacher- und Bavenoergesetz). Nach seiner Meinung weist das Auftreten von C-Zwillingen auf eine Bildung aus einer Schmelzphase hin.

Der Kalifeldspat zeigt in seinem Auftreten ein vielfältiges Erscheinungsbild (siehe Seite 56-58). Nicht selten sind idiomorphe Kalifeldspateinsprenglinge mit orientiert eingelagerten Plagioklasen und Biotitschuppen. Die Einschlüsse treten besonders in der Randzone des Kalifeldspats auf. Manchmal zeigen sie eine zonare Anordnung. Bei den Einschlußplagioklasen handelt es sich in der Regel nicht um Verdrängungsreste eines oder mehrerer Kristalle, sondern um idiomorphe Individuen, die jedoch deutlich kleiner sind als die nicht eingeschlossenen. Vereinzelt ist in den Einsprenglingen ein Zonarbau angedeutet. Nach SCHERMERHORN (1959) sind solche Kalifeldspäte nicht durch Metasomatose entstanden. Er schreibt: "These zonal structures are primary, originated by zonal acretion of potash feldspar megacrysts growing in a fluid medium, this is borne out both by the orientation of the inclusions and

by the idiomorphism of the zoning, which can hardly be explained by replacement in view of the fact that the replacement front of the potash feldspar is very irregular, as observed at the margins of the megacrysts."

Gegen eine metasomatische Entstehung spricht ferner die Morphologie eines Teils der Einsprenglinge. Folgende Flächen treten auf: (010), (001), (110) und vereinzelt ($\bar{2}01$). Nach KÖHLER (1948) bildet sich die ($\bar{2}01$)-Fläche, die durch abwechselndes Übergreifen über die (001)-Fläche des Nachbarindividuums eines Karlsbaderzwillings erkennbar ist, nur bei Auskristallisation aus einer Schmelze. Ebenso lassen gittergeregelte Einschlüsse eine metasomatische Bildung der idiomorphen Kalifeldspäte als unwahrscheinlich erscheinen (MAUCHER, 1943, ERDMANNSDÖRFFER, 1948, FRASL, 1954, SCHERMERHORN, 1959, et al.).

Neben diesen Merkmalen, die dem Mambacher Granodiorit das Gefüge eines magmatischen Gesteins geben, haben sich einige Relikte erhalten. Feinkörnige Gneisschmitzen sind aus dem Nebengestein übernommen worden. Aggregate aus polydrischen Feldspatkörnern liegen zwischen idiomorphen Plagioklasen.

Zwischen Mambacher Granodiorit und Gneisaltbestand liegt ein Bereich, der in seinem makroskopischen Erscheinungsbild zwischen beiden eine vermittelnde Stellung einnimmt. Die makroskopisch zum Teil noch entwickelte Paralleltextur ist unter dem Mikroskop weitgehend aufgelöst. Überwiegend haben die einschlußarmen Plagioklase angenähert isometrische Umrisse. Neben diesen idiomorphen Individuen sind rundliche und kleine, xenomorphe Körner nicht selten zusammen in einem Dünnschliff zu beobachten. Idiomorphe Kalifeldspäte treten gegenüber rundlichen und xenomorphen Formen zurück. Kleinkörnige Kalifeldspataggregate sind noch erhalten. Der Quarz sitzt zum Teil als Restausscheidung in Zwickeln und auf Korngrenzen. Daneben tritt er jedoch in Gestalt rundlicher, wenig verzahnter Individuen auf, wie sie von bestimmten Gneisgruppen beschrieben wur-

den. Wie aus den Abbildungen 29 und 30 hervorgeht, wechseln im Handstück homophane, plutonitartige Bereiche mit schlierigen, in ihrem Gefüge an die Gneise erinnernde Typen. Je nachdem von welcher Stelle der Dünnschliff entnommen war, überwiegen im mikroskopischen Erscheinungsbild Partien mit magmatoidem Gefüge oder solche mit reliktischen und blastischen Zügen.

Zwischen den Varietäten der Übergangszone und den blastomylonitischen Gneisen liegt die Gruppe des übrigen mehr oder weniger stark veränderten Gneisaltbestandes. Obgleich in dieser Hauptgruppe offenbar recht verschiedene Anteile eng verknüpft sind und zusammen mit jüngeren, lokalen Deformationen ein kompliziertes mikroskopisches Bild ergeben, deuten zahlreiche Hinweise auf eine blastische Gefügeprägung in dieser Gruppe hin:

Aus kleinkörnigen Plagioklaspartien in den Varietäten mit noch deutlich ausgeprägtem Deformationsgefüge entwickeln sich angenähert idiomorphe Kristalle in den stärker aufgelockerten Gneisen. Während alle kleinkörnigen Plagioklasbereiche zu optisch einheitlichen Individuen geworden sind, bildet der Kalifeldspat noch kleinkörnige Aggregate. Das weist darauf hin, daß die Blastese des Kalifeldspates später als die Plagioklasblastese einsetzte. Die Gefügeentwicklung von feinkörnig-reliktischen Gneisen über metablastische Gneisvarietäten zu stark aufgelockerten Gesteinstypen verlief bei steigenden T-Bedingungen. Aus dem zeitlichen Hiatus in der Entwicklung von kleinkörnigen Aggregaten zu optisch einheitlichen Individuen zwischen Plagioklas und Kalifeldspat folgt, daß das Kalifeldspatwachstum offenbar bei höheren Temperaturen einsetzte als das Plagioklaswachstum. Von mehreren Autoren wurde schon früher auf die Verschiedenheit von Plagioklas- und Kalifeldspatblastese hingewiesen (GOLDSCHMIDT, 1920, KOCH, 1939, et al.). Dabei wird ebenfalls die Ansicht vertreten, daß die Kalifeldspatblastese bei höheren P-T-Bedingungen auftritt als die Plagioklasblastese.

Weiterhin ist zu beobachten, daß der Plagioklas im allgemeinen eine isometrische Kristallform anstrebt, während sich der Kalifeldspat wesentlich häufiger xenoblastisch den anderen Mineralien gegenüber verhält. Nach RAST (1965) ist die Ausbildungsweise eines Minerals eine Funktion seiner Wachstumsgeschwindigkeit.

Abschließend kann gesagt werden, daß mit den zwischen feinkörnigen Altbeständen und Granodioritvarietäten vermittelnden Übergangstypen ein Bereich erfaßt wurde, der bislang noch nicht untersucht worden ist. Die Einzelheiten zeigen, daß es sich weder um Metablastite noch um Diatexite in reiner Ausbildung handelt. Sie weisen vielmehr darauf hin, daß Bereiche mit vorwiegend blastischem Kristallwachstum häufig mit anatektisch hoch mobilisierten Partien wechseln. Makroskopisch entstand dadurch ein schlieriger bis nebulitischer Übergangsbereich, der durch beginnende Teilintrusionen seiner mobilsten Anteile ein insgesamt weitgehend magmatisches Verhalten des gesamten Granodioritkomplexes plausibel erscheinen läßt. Im weiteren soll nun der Versuch gemacht werden, die stofflichen Verhältnisse dieses Mobilisationstyps zu untersuchen.

4.3 Modalbestände und chemische Analysen

Im Kapitel 4.2 wurde insbesondere das Verhältnis zwischen Mambacher Granodiorit und seinem Gneisrahmen anhand des mikroskopischen Gefüges ausführlich diskutiert. Es wurde auf Grund der Gefügeentwicklung eine kontinulierliche Reihe von reliktischen Gneisvarietäten zu weitgehend aufgelockerten Gesteinsvarietäten wahrscheinlich gemacht. Während diese Reihe durch blastische Umkristallisation der Hauptminerale gekennzeichnet ist, hat der Mambacher Granodiorit mehr oder weniger das Gefüge eines echten Magmatits. Bevor jedoch die Folge: reliktische Gneise - schlierige Übergangstypen - Mambacher Granodiorit in be-

zug auf den quantitativen Mineralbestand und Chemismus untersucht wird, soll im folgenden zuerst der prägranodioritische Aufbau des Gneisgebirges diskutiert werden.

4.3.1 Deutung des Gneisgebirges im Mambacher Gesteinskomplex

Wie sich aus den quantitativen Untersuchungen ergab (s. Kap. 3.1.4, S. 42), zeigt der vorhandene Gneisaltbestand eine Aufteilung in eine kalifeldspatarme bzw. -freie Gruppe und in eine kalifeldspatreiche. Den überwiegenden Anteil stellen die Kalifeldspat-Gneise, während die verschiedenen Varietäten der zweiten Gruppe im wesentlichen als Schollen, Lagen und Linsen in den Gneisen der ersten Gruppe liegen. Die Kalifeldspat-Gneise decken sich in ihrem Mineralbestand weitgehend mit dem Granitfeld von STRECKEISEN (1967). Auch in ihrer chemischen Zusammensetzung stimmen sie gut mit Graniten überein. Ihr Variationsfeld deckt sich ungefähr mit dem Feld der südschwarzwälder Granite (Abb. 59). Offenbar sind diese Gneise aus Graniten entstanden. Daneben treten vereinzelt sehr mafitarme Gneise mit extrem hohem K_2O-Gehalt auf (Abb. 27), die offenbar aus aplitgranitischen und aplitischen Edukten abzuleiten sind. Neben den quantitativen Ergebnissen weisen relative Altersverhältnisse ebenso wie das mikroskopische und makroskopische Erscheinungsbild darauf hin, daß es sich bei den Kalifeldspat-Gneisen um orthogene Anteile handelt.

Wie aus der Abbildung 60 hervorgeht, fallen die verschiedenen Varietäten der zweiten Gruppe in das Feld der mittel- und südschwarzwälder Paragneise. Vergleicht man diese Gneise mit Grauwacken verschiedener Herkunft und verschiedenen Alters, so zeigt sich eine recht gute Übereinstimmung (Abb. 60). Aus der Abbildung 59 ergibt sich eine Reihe von Amphiboliten über intermediäre Biotit-Hornblende-Gneisen bis zu Biotit-Plagioklas-Gneisen. Der CaO-Gehalt

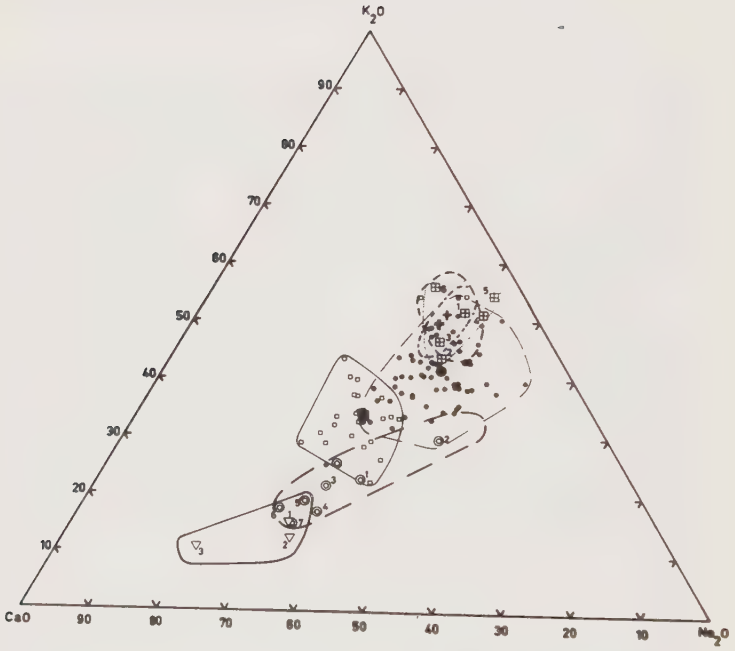


Abb. 59 Darstellung von Graniten und verschiedenen Altbestandstypen aus dem südlichen Schwarzwald. Legende siehe nächste Seite.

Legende zur Abbildung 59:

⊞₄ Randgranit, Lit. [60]

⊞₁ Granit von St. Blasien, Lit. [24]

⊞₃ Malsburggranit, Lit. [24]

⊞₄ Mambacher Grant

⊞₅ Bärhaldegranit, Lit. [24]

⊞₆ Schluchseegranit, Lit. [24]

● Mambacher Granodiorit

□ Granodiorit des Wehra-Wiesentales

⊕ Feld der metablastischen Biotit-Plagioklas-Kalifeldspat-Gneise, 5 Analysen

⊕ Feld der feinkörnig-reliktischen Biotit-Plagioklas-Kalifeldspat-Gneise, 5 Analysen

◎₄ Intermediärer, feinkörnig-reliktischer Biotit-Hornblende-Gneis, 2 Analysen

◎₂ Feinkörnig-reliktischer Biotit-Plagioklas-Gneis 5 Analysen

◎₃₋₅ ◎ Intermediäre Biotit-Hornblende-Gneise (Mittelwerte verschiedener Typen), Lit. [6], [39], [60]

▽₁ Typ Burstel, 7 Analysen, Lit. [6]

▽₂ Amphibolite Typ Wehratal, 5 Analysen, Lit. [6]

▽₃ Vorkommen im Mambacher Syntexit, 3 Analysen

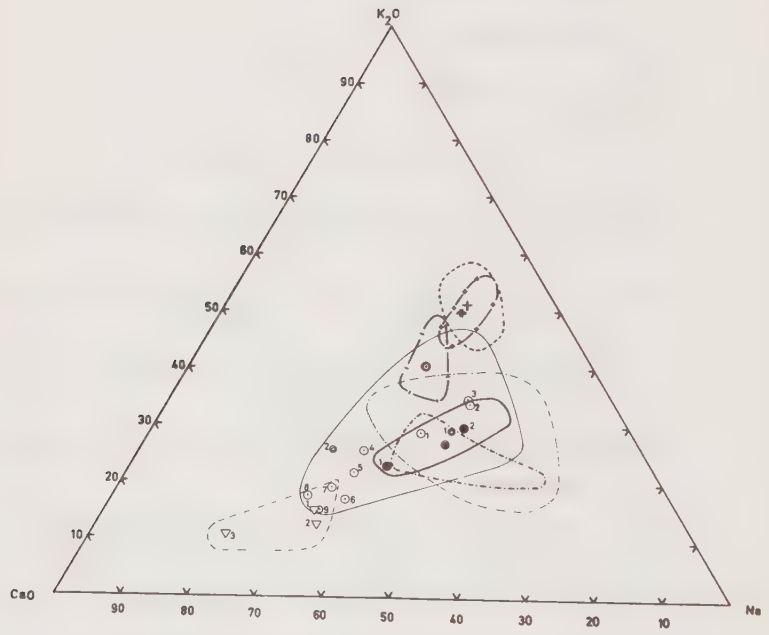


Abb. 60 Darstellung der Mittelwerte verschiedener Gneistypen des Schwarzwaldes (eigene Analysen und Literaturangaben). Legende siehe nächste Seite.

Legende zur Abbildung 60:

Feld der metablastischen Biotit-Plagioklas-Kalifeldspat-Gneise, 17 Analysen

Feld der feinkörnig-reliktischen Biotit-Plagioklas-Kalifeldspat-Gneise, 5 Analysen

Feld der hellen, metablastischen Biotit-Hornblende-Gneise, 6 Analysen

Feld der feinkörnig-reliktischen, kalifeldspatfreien Gneise im Mambacher Syntexit

$\bullet_1$ Biotit - Hornblende - Gneis

$\bullet_3$ Biotit - Plagioklas - Gneis

Feld der mittel- bis grobkörnigen Biotit-Plagioklas-Gneise

Paragneise des Mittelschwarzwaldes

$\odot_1$ Feinkörnig, massiger Grauwackengneis, 4 Analysen, Lit. [39]

$\odot_2$ Intermediärer, schiefriger Paragneis, 5 Analysen, Lit. [39]

$\odot_3$ Intermediärer Biotit - Hornblende - Gneis, 12 Analysen, Lit. [60]

$\odot_4$-$\odot_9$ Intermediäre Biotit-Hornblende-Gneise aus dem Mittel- und Südschwarzwald (Mittelwerte verschiedener Typen), Lit. [5], [6]

$\odot_1$ Präcambrische Grauwacken von Wyoming, 24 Analysen, Lit. [9]

$\odot_2$ Paläozooische Grauwacken von Deutschland, Lit. [9]

∇_1 Typ Burstel, 7 Analysen, Lit. [6]

∇_2 Amphibolite Typ Wehratal, 5 Analysen, Lit. [6]

∇_3 Vorkommen im Mambacher Syntexit, 3 Analysen

nimmt kontinuierlich bei steigendem Alkaligehalt ab. Wesentlich ist dabei, daß der Na_2O-Gehalt stärker ansteigt als der K_2O-Gehalt. Die Kalifeldspat-Gneise passen nicht in diese Reihe. Sie zeigen einen deutlichen Richtungswechsel auf den K_2O-Pol. Aus dem Vorangegangenen wie aus feldgeologischen Beobachtungen wird angenommen, daß die Gneise der zweiten Gruppe paragene Anteile des Gneisgebirges darstellen. Sedimente grauwackenartiger Zusammensetzung bildeten vermutlich das Edukt dieser Gneisgruppe.

Zwischen beiden Hauptgruppen vermitteln die Gruppe der hellen, metablastischen Biotit-Hornblende-Gneise sowie einige Biotit-Kalifeldspat-Gneise. In der mikroskopischen Beschreibung (S. 28) wurde auf die Ähnlichkeit dieser Gneisgruppe mit den homogenen Mischgneisen des mittleren Schwarzwaldes hingewiesen. Durch ihre vermittelnde Stellung zwischen den para- und orthogenen Anteilen im quantitativen Mineralbestand wie in der chemischen Zusammensetzung findet ihre Deutung als Mischgneise eine weitere Bestätigung.

Obgleich der Gneisaltbestand nur noch in Resten im mambacher Gesteinskomplex erhalten ist, läßt sich doch folgende Gruppierung von Altbestandstypen aufstellen:

a) Den größten Flächenanteil nehmen die Biotit-Kalifeldspat-Gneise ein. Sie haben eine mehr oder weniger granitische Zusammensetzung (Orthogneise).

b) In ihnen liegen als Schollen und Lagen kalifeldspatarme bzw. -freie Gneisvarietäten. Es handelt sich vermutlich um Paragneise grauwackenartiger Zusammensetzung. Sie stellen einen sehr untergeordneten Anteil dar.

c) Eine nicht geringe regionale Verbreitung haben homogene und heterogene Mischgneisvarietäten. Sie vermitteln in ihrem Mineralbestand und Chemismus zwischen a) und b).

4.3.2 Genetische Verknüpfung der verschiedenen Gesteinstypen

Bei der Darstellung der quantitativen Mineralbestände der verschiedenen Gneisvarietäten (Kap. 3.1.4, S. 43-44) ergab sich eine Aufteilung in drei Gruppen. In der Abbildung 61 sind zum Altbestand die schlierigen Übergangstypen eingetragen. Wie aus der Darstellung hervorgeht, schließen sich die Übergangstypen eng an die entsprechenden Gneisgruppen an (zum Beispiel: mittel- bis grobkörnige Biotit-Plagioklas-Gneise und Feld I oder metablastische Biotit-Plagioklas-Kalifeldspat-Gneise und Feld II). Die hornblendeführenden schlierigen Übergangstypen schließen sich an die entsprechenden Gneise insoweit an, als sie die gleiche Entwicklungstendenz zeigen wie jene. Das heißt: mit zunehmendem Kalifeldspatgehalt eine starke Abnahme des Plagioklasanteils verbunden mit einer geringen Abnahme des Quarzgehaltes (= "syenitische" Entwicklungstendenz).

In einer weiteren Abbildung (Abb. 62) sind die Modalbestände der verschiedenen Gneisgruppen zusammen mit dem Mambacher Granodiorit dargestellt. Obgleich sich die Variationsfelder der Biotit-Plagioklas-Kalifeldspat-Gneise und des Granodiorits stark überlappen, sind beide Gesteinsgruppen in ihren Mittelwerten deutlich verschieden. Der Granodiorit weist einen ähnlichen Modalbestand wie die hellen, metablastischen Biotit-Hornblende-Gneise auf. Er nimmt somit wie jene eine vermittelnde Stellung zwischen den Biotit-Plagioklas-Kalifeldspat-Gneisen und kalifeldspatarmen bzw. freien Gneisvarietäten ein.

Wie aus der Abbildung 63 ersichtlich ist, wird dieser Befund noch deutlicher, wenn man die entsprechenden Gesteinsanalysen in das Konzentrationsdreieck: K_2O - Na_2O - CaO einträgt. Die schlierigen Übergangstypen schließen sich an den Altbestand an. Die hellen, metablastischen Biotit-Hornblende-Gneise nehmen wiederum eine vermittelnde Stellung zwi-

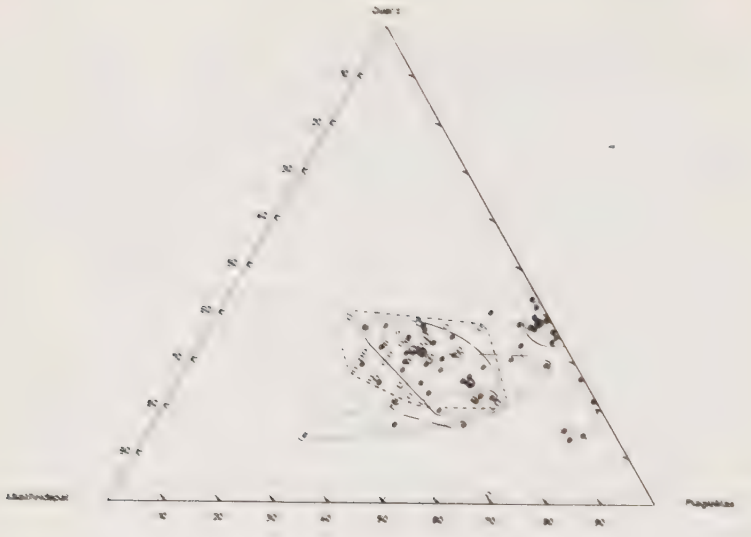


Abb. 61 Konzentrationsdreieck: Quarz - Alkalifeldspat - Plagioklas.
Dargestellt sind die verschiedenen Gneisvarietäten aus dem Mambacher Gesteinskomplex zusammen mit den schlierigen Übergangstypen. Wie aus der Abbildung hervorgeht, lassen sich den Hauptgneisvarietäten entsprechende Übergangstypen zuordnen.

- ○ Biotit-Plagioklas-Kalifeldspat-Gneise, metablastisch
- ○ Biotit-Plagioklas-Kalifeldspat-Gneise, feinkörnig-reliktisch
- ⊖ Biotit-Plagioklas-Gneise, mittel- bis grobkörnig
- ⊖ Biotit-Plagioklas-Gneise, feinkörnig-reliktisch
- ● Intermediäre Biotit-Hornblende-Gneise, feinkörnig-reliktisch
- (I) Feld der kalifeldspatarmen bzw. -freien Übergangstypen
- (II) Feld der hellen, hornblendeführenden Übergangstypen
- (III) Feld der granitoiden Übergangstypen
- ◒ Helle, mittelkörnige Biotit-Hornblende-Gneise, metablastisch

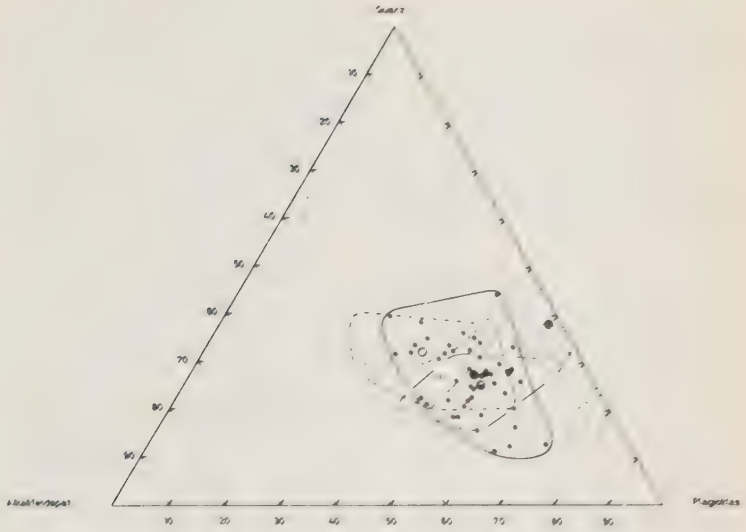


Abb. 62 Konzentrationsdreieck: Quarz - Alkalifeldspat - Plagioklas.

Dargestellt sind die Variationsfelder der verschiedenen Gneisvarietäten aus dem Mambacher Gesteinskomplex und der Mambacher Granodiorit

- Mambacher Granodiorit
- Feld der mittel- bis grobkörnigen Biotit-Plagioklas-Gneise
- Feld der feinkörnig-reliktischen Biotit-Plagioklas-Gneise
- Feld der feinkörnig-reliktischen, intermediären Biotit-Hornblende-Gneise
- Feld der hellen, metablastischen Biotit-Hornblende-Gneise
- Feld der metablastischen Biotit-Plagioklas-Kalifeldspat-Gneise
- Feld der feinkörnig-reliktischen Biotit-Plagioklas-Kalifeldspat-Gneise

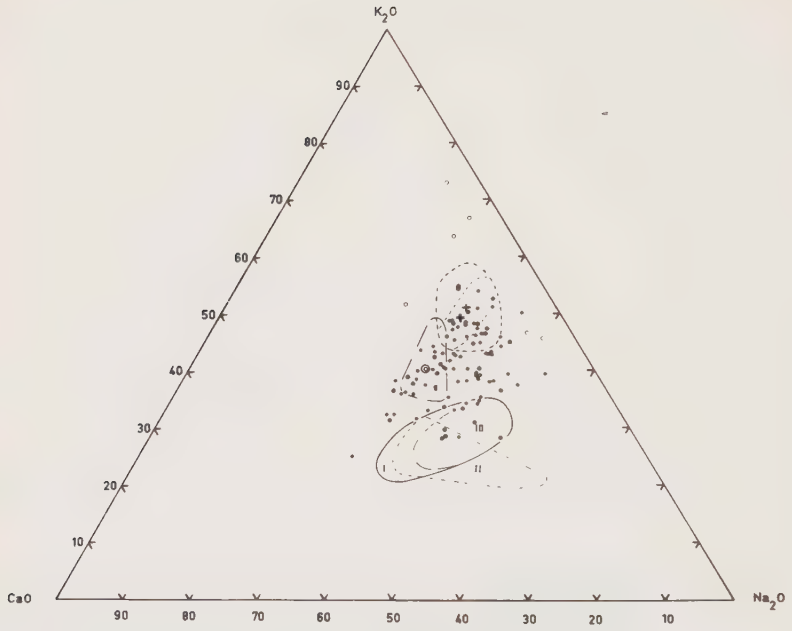


Abb. 63 Im Konzentrationsdreieck: K_2O - Na_2O - CaO sind die verschiedenen Altbestandstypen des Mambacher Gesteinskomplexes zusammen mit dem Mambacher Granodiorit und den schlierigen Übergangstypen dargestellt. Legende siehe nächste Seite.

Legende zur Abbildung 63:

● Mambacher Granodiorit

⊕ Feld der metablastischen Biotit-Plagioklas-Kalifeldspat-Gneise, 18 Analysen

⊕ Feld der feinkörnig-reliktischen Biotit-Plagioklas-Kalifeldspat-Gneise, 8 Analysen

◎ Feld der hellen, metablastischen Biotit-Hornblende-Gneise, 7 Analysen

I Feld der intermediären, feinkörnig-reliktischen Biotit-Hornblende-Gneise

II Feld der mittel- bis grobkörnigen Biotit-Plagioklas-Gneise

III Feld der feinkörnig-reliktischen Biotit-Plagioklas-Gneise

○ Kalifeldspatreiche Gneise extremer Zusammensetzung

◑ Mischgneistypen (?)

⊙ Schlierige Übergangstypen zum Mambacher Granodiorit

schen den kalifeldspatführenden Gneisen und den kalifeldspatarmen bzw. -freien ein. Sie zeigen jedoch wegen ihrer Hornblendeführung einen leicht erhöhten CaO-Gehalt. Zwischen den beiden Gneisgruppen liegen auch einige kalifeldspathaltige Gneisvarietäten, die in dieser Darstellung unter einer besonderen Signatur als Mischgneistypen bezeichnet sind. Daneben treten mafitarme Kalifeldspat-Gneise extremer Zusammensetzung auf, die besonders gekennzeichnet sind. Sie haben im wesentlichen eine aplitische Zusammensetzung.

Aus dem Vorangegangenen folgt, daß der Granodiorit nicht durch eine isocheme Umkristallisation aus dem Altbestand entstanden ist.

Zu der Frage einer stofflichen Ableitung des Mambacher Granodiorits aus seinem Nebengesteinsrahmen gibt das Verhalten der Alkalien weitere Aufschlüsse. Es wurden Alkaliwerte der Gneisproben zusammen mit den Werten der schlierigen Übergangstypen und denen des Mambacher Granodiorits in das Zweistoffdiagramm: K_2O - Na_2O (Abb. 64) eingetragen. In die Betrachtung wurden die feinkörnig-reliktischen, kalifeldspatfreien Gneise nicht miteinbezogen, denn es ist wegen ihres Gefüges und Modalbestandes unwahrscheinlich, daß sie in größerem Maße als Edukt für den Granodiorit in Frage kommen. Außerdem stellen diese Gneisvarietäten im noch erhaltenen Gneisrahmen einen sehr untergeordneten Anteil dar. In der Darstellung durchdringen sich die Felder der einzelnen Gesteinsgruppen weitgehend. Aus der Lage der Mittelwerte ergibt sich eine stoffliche Ähnlichkeit der dargestellten Gesteinsgruppen. Mit Hilfe der t-Verteilung (vergleiche Tab. 31) nach STUDENT wurde nachgewiesen, daß mit 95% statistischer Sicherheit ein signifikanter Unterschied im Na_2O- und K_2O-Gehalt zwischen Gneisaltbestand und Mambacher Granodiorit besteht. Während eine deutliche Anreicherung des Na_2O von den Gneisen zum Granodiorit hin feststellbar ist (s. Tab. 31), ist in gleicher Richtung eine signifikante Abnahme des K_2O-Gehaltes zu beobachten. Bei ei-

Gesteinsbezeichnung	Anzahl d.Analysen	Mittelwert $\bar{x}$	Standardabweichung $S_{\bar{x}}$	Standardabweichg.d. Differenz S_d	Prüfgröße t_x
K_2O:					
Gneisaltbestand	55	4,41	1,095	1,0654	0,7069
Schlierige Übergangstypen	22	4,22	0,983		t_{95}= 1,995
Na_2O:					
Gneisaltbestand	55	3,54	0,472	0,4631	0,462
Schlierige Übergangstypen	22	3,59	0,442		t_{95}= 1,995
K_2O:					
Gneisaltbestand	55	4,41	1,095	0,8588	2,139
Granodiorit	65	4,07	0,588		t_{95}= 1,985
Na_2O:					
Gneisaltbestand	55	3,54	0,471	0,4511	4,00
Granodiorit	65	3,87	0,433		t_{95}= 1,985
K_2O:					
Schlierige Übergangstypen	22	4,22	0,983	0,7071	0,841
Granodiorit	65	4,07	0,588		t_{95}= 1,995
Na_2O:					
Schlierige Übergangstypen	22	3,59	0,442	0,4357	2,67
Granodiorit	65	3,87	0,433		t_{95}= 1,995

Abb. 64 Dargestellt sind im Zweistoffdiagramm: Na_2O - K_2O

- ○ Gneisaltbestand, soweit er als Edukt des Mambacher Granodiorits in Frage kommt (s.Text)
- ⊙ Schlierige Übergangstypen
- ● Mambacher Granodiorit

Wie aus der Darstellung hervorgeht, überlappen sich die Felder der drei Gesteinsgruppen weitgehend.

nem Vergleich des Mittelwertes der schlierigen Übergangstypen mit dem der Gneise ergibt sich weder im Na_2O- noch K_2O-Gehalt ein signifikanter Unterschied (K_2O: $t_x = 0{,}7069$, $t_{95} = 1{,}995$, Na_2O: $t_x = 0{,}462$). An dieser Stelle sei wieder auf die enge Beziehung der Übergangstypen zum Gneisaltbestand hingewiesen. Zwischen dem Mittelwert der Übergangstypen und dem des Mambacher Granodiorits tritt im K_2O-Gehalt kein signifikanter Unterschied mehr auf ($t_x = 0{,}8405$, $t_{95} = 1{,}995$), während im Na_2O-Gehalt ein signifikanter Unterschied noch festzustellen ist ($t_x = 2{,}650$, $t_{95} = 1{,}995$).

> Bei dieser statistischen Betrachtung ist jedoch zu berücksichtigen, daß diese Methode nur dann eine exakte Aussage erlaubt, wenn man erstens eine Normalverteilung der Einzelereignisse und zweitens gleiche Varianz der zu betrachtenden Populationen voraussetzen kann. Der Test nach DIXON (1950, 1953) ergab dagegen, daß sowohl für Na_2O als auch für K_2O bei 5% Risiko alle drei Gruppen nicht verschiedenen Populationen entstammen. Dieser Gegensatz zwischen den Ergebnissen beider Testverfahren beruht offenbar darauf, daß die Voraussetzungen für den t-Test nicht gegeben sind. Zwar gelten jene auch für den Test nach DIXON, jedoch ist letzteres Testverfahren weniger empfindlich gegenüber Abweichungen von den oben genannten Voraussetzungen.

Die sich nun anschließenden Folgerungen aus dem nach dem Test von STUDENT erhaltenen Ergebnis ist folglich mit gewissen Vorbehalten zu betrachten.

Das Verhalten der Alkalien bei der Entwicklung vom Gneisaltbestand zum Mambacher Granodiorit stimmt mit Untersuchungen von DE SITTER und ZWART (1959) und MEHNERT (1960) überein, die feststellten, daß der Na_2O-Gehalt während der "konservativen" Metamorphose im wesentlichen stabil ist und erst eine Änderung im Verhalten des Na bei stärkerer Mobilisation auftritt, wie sie zum Beispiel diatektische Mobilisate darstellen. Das würde für den vorliegenden Fall bedeuten, daß insbesondere das Na während der blastischen Gefügeentwicklung ein "konservatives" Verhalten zeigt und es erst dann zu einer Na-Anreicherung kommt, wenn größere Gesteinsanteile mobilisiert werden.

In allen bis hier diskutierten Diagrammen tritt eine mehr oder weniger deutliche Divergenz zwischen Mambacher Granodiorit und Gneisaltbestand auf. In den Abbildungen 65 und 66 ist die Abhängigkeit von Fe_2O_3 und TiO_2 in den verschiedenen Gesteinsgruppen dargestellt. Die geochemisch positive Korrelation beider Elemente ist sehr deutlich. Der Mambacher Granodiorit unterscheidet sich auf Grund seines größeren Mafitgehaltes vom Mambacher Granit durch höhere Ti- und Fe-Gehalte. Wie aus der Abbildung 66 hervorgeht, besteht zwischen Mambacher Granit und Granodiorit offenbar auch ein Unterschied im Fe_2O_3-TiO_2-Verhältnis, wofür neben unterschiedlichem Erzanteil etc. ein unterschiedliches Fe-Ti-Verhältnis in den Biotiten beider Gesteine verantwortlich sein kann.

Während Granit und Granodiorit jeweils ein mehr oder weniger konstantes Fe-Ti-Verhältnis haben, streuen die Werte der schlierigen Übergangstypen und des Gneisaltbestandes wesentlich stärker. Das weist darauf hin, daß sich zwischen beiden Elementen im Granit und Granodiorit im Gegensatz zu den beiden anderen Gesteinsgruppen ein Gleichgewicht eingestellt haben könnte. Schlierige Übergangstypen und Gneise decken sich weitgehend in ihren Streubereichen.

Zusammenfassend kann folgendes gesagt werden:

a) Der Gneisaltbestand zeigt eine Großaufteilung in eine Gneisgruppe grauwackenartiger Zusammensetzung (s. Kap. 4.3.1, S. 109) und in eine Gruppe mit granitischer Zusammensetzung (s. Kap. 4.3.1, S. 109).

b) Die hellen metablastischen Biotit-Hornblende-Gneise nehmen eine vermittelnde Stellung zwischen beiden Hauptgruppen ein.

c) Die schlierigen Übergangstypen zeigen eine enge Anlehnung an den Gneisaltbestand. Diese enge Anlehnung kommt weiterhin in ihrem Fe_2O_3-TiO_2-Verhältnis zum Ausdruck. Während in beiden Gesteinsgruppen das Fe-Ti-Verhältnis stark schwankt, ist es im Mambacher Granit und Granodiorit mehr oder weniger konstant.

d) Na und K zeigen in der Entwicklung von feinkörnig-reliktischen Gneisvarietäten bis zu den Übergangstypen ein "konservatives" Verhalten. Erst im Mambacher Granodiorit tritt eine signifikante Anreicherung im Na_2O-Gehalt auf.

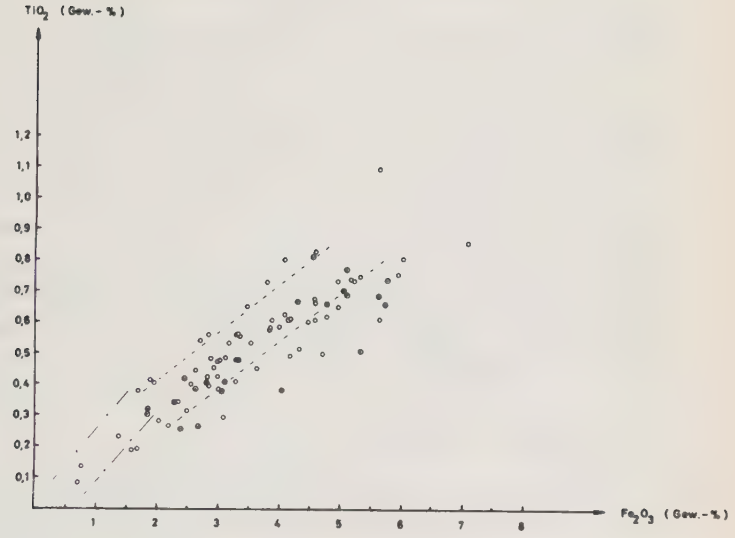


Abb. 65 Dargestellt sind im Zweistoffdiagramm: TiO_2-Fe_2O_3

○ Gneisaltbestand

⊙ Schlierige Übergangstypen

Streubreite des Mambacher Granits

Streubreite des Mambacher Granodiorits

Gneisaltbestand und schlierige Übergangstypen, deren Streubereiche sich weitgehend decken, schwanken in ihrem TiO_2-Fe_2O_3-Verhältnis deutlich stärker als der Mambacher Granit und Granodiorit.

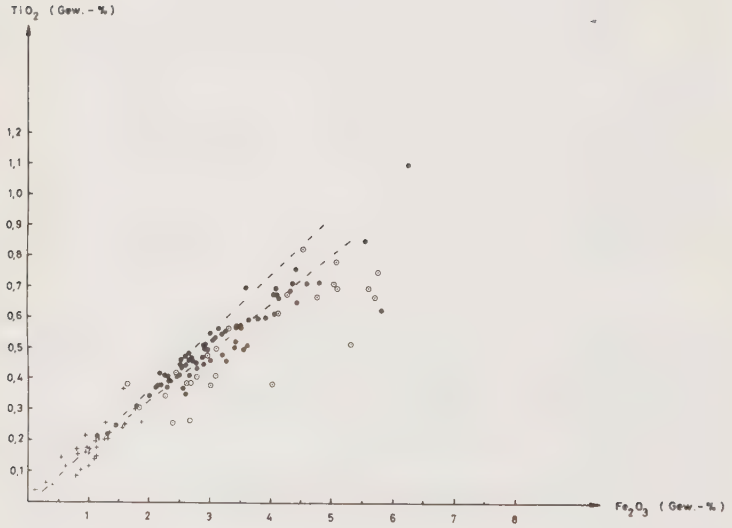


Abb. 66 Dargestellt sind im Zweistoffdiagramm: TiO_2-Fe_2O_3

+ Mambacher Granit

○ Mambacher Granodiorit

⊙ Schlierige Übergangstypen

Deutlich ist die geochemisch positive Korrelation zwischen Fe und Ti. Zwischen Mambacher Granit und Granodiorit besteht offenbar ein Unterschied im TiO_2-Fe_2O_3-Verhältnis, wie sich aus den verschiedenen Steigungen der beiden Graden ergibt.

e) Der Mambacher Granodiorit fällt mit seinem Variationsfeld zwischen die beiden Hauptgneisgruppen.

4.4 Der Mambacher Granodiorit und sein Rahmen

In dem Kapitel Kartierung wurde auf die sehr enge Verknüpfung des Altbestandes mit dem Granodiorit hingewiesen. Makroskopisch gehen die Gneise in der Regel mit einem teils nur wenige Zentimeter oder aber mehrere Meter breiten Übergangsbereich in den Granodiorit über. Agmatische Intrusionskontakte, wie sie zum Beispiel zwischen Mambacher Granit und Nebengestein bestehen, wurden nicht beobachtet. An einigen Stellen ist eine direkte stoffliche Abhängigkeit des Granodiorits vom Nebengestein nachweisbar (das heißt: der Granodiorit hat den gleichen Mineralbestand und vielfach auch die gleiche chemische Zusammensetzung wie der an ihn grenzende Altbestand).

Für die Deutung des Granodiorits lassen sich prinzipiell 3 genetische Modelle betrachten:

a) Entstehung durch isocheme Umkristallisation aus dem heterogenen Altbestand

b) Der Granodiorit ist ein Konvergenzprodukt aus den Gneisen, entstanden durch Mischung der verschiedenen Gneisvarietäten

c) Der Granodiorit ist ein Intrusivkörper. Der Übergangsbereich zwischen Gneisaltbestand und Granodiorit stellt einen hochgeschleppten Schlierenkontakt dar. Dabei sind zwei Möglichkeiten zu unterscheiden:

   1. Der Granodiorit ist die basische Randfazies des Mambacher Granits.
   2. Der Granodiorit ist ein eigenständiger Intrusivkörper.

Auf Grund der Verbandsverhältnisse und der regionalen Verbreitung der verschiedenen Gesteinsvarietäten erscheint es sehr unwahrscheinlich, daß der Granodiorit die basische Randfazies des Mambacher Granits darstellt. In der weiteren Diskussion wird diese Möglichkeit nicht weiter verfolgt.

In der Gesteinsbeschreibung (s. auch Kap. 4.2) ist auf die Entwicklungsreihe von feinkörnig-reliktischen Gneisen zu

schlierig-nebulitischen Gesteinsvarietäten hingewiesen worden. Eingehend wurde dabei die Entwicklung von Plagioklas und Kalifeldspat beschrieben. Zwischen den beiden Endgliedern der zuvor erwähnten Reihe (reliktische Gneise - Mambacher Granodiorit) liegt bezüglich der Feldspatentwicklung ein breiter Übergangsbereich. Ein Teil der Zwischentypen zeigt in der Ausbildung ihrer Minerale noch eine enge Verbindung zu den reliktischen Formen, während auf der anderen Seite eine Reihe von Gesteinsvarietäten zu Gesteinen mit plutonitartigem Gefüge hinneigt. In der Gruppe der schlierigen Übergangstypen treten sowohl Bereiche mit magmatogenen Zügen wie solche in reliktischer Ausbildung eng nebeneinander auf (zum Teil in einem Dünnschliff). Das weist darauf hin, daß es in dieser Gruppe an ganz bestimmten Stellen im Kornverband, nämlich dort, wo Quarz und Alkalifeldspat bzw. Quarz-Alkalifeldspat und Plagioklas aneinandergrenzen, zu Mobilisationen gekommen ist (KRANCK und OJA, 1960) und sich an diesen Stellen offenbar im physiko-chemischen Sinn ein magmatischer Zustand einstellen konnte. Da diese Gneise im wesentlichen eine granitische Zusammensetzung hatten, wird es in den zuvor metablastisch aufgelockerten Gneisen an vielen Stellen gleichzeitig zu lokalen Schmelzmobilisationen gekommen sein. Bei steigenden Temperaturen können sich diese lokalen Schmelzbereiche sehr rasch zu größeren Bereichen ausdehnen, wobei begrenzte Intrusionsbewegungen möglich sind. Die experimentellen Arbeiten an Granit- bzw. Granodioritsystemen (WINKLER und Mitarbeiter, 1957-66, STEUHL, 1962, PIWINSKII und WYLLIE, 1968) zeigen, daß dieser Zustand bei 650°C - 720°C und 2-4 Kb erreicht wird (MEHNERT, 1968, BÜSCH, 1969). Auch das mikroskopische Erscheinungsbild des Granodiorits weist darauf hin, daß bei der Bildung seiner Minerale offenbar Kristallisationsbedingungen geherrscht haben, wie sie in einer Schmelze bestehen.

Die Stoffhaushaltungsuntersuchungen ergaben, daß der Granodiorit den Bereich zwischen den beiden Hauptgneisgrup-

pen einnimmt; das heißt eine vermittelnde Stellung zwischen den kalifeldspatreichen und den kalifeldspatarmen bzw. -freien Gneisvarietäten hat. Daraus folgt, daß er nicht das Produkt einer isochemen Umkristallisation sein kann. Zu diskutieren bleibt, ob der Granodiorit ein Konvergenzprodukt aus dem heterogenen Altbestand darstellt oder ein eigenständiger Intrusivkörper ist. Gegen die intrusive Natur des Granodiorits sprechen in erster Linie feldpetrographische Beobachtungen. Auch aus dem mikroskopischen Befund ergeben sich weitere Argumente gegen eine großräumige Intrusion des Mambacher Granodiorits (zum Beispiel der fehlende Zonarbau der Plagioklase, schwach oder nicht veränderte Relikte etc.). In Modalbestand und Chemismus variiert der Granodiorit in weiten Grenzen. Diese Heterogenität ist offenbar auf den "gemengten Charakter" seines Ausgangsmaterials zurückzuführen, worauf unter anderem die enge stoffliche Beziehung des Granodiorits zum Nebengestein hinweist. Die Hetrogenität des Granodiorits zeigt, daß die Homogenisierung unvollständig geblieben ist. Das ist vermutlich auf das Fehlen gleichzeitiger Durchbewegung zurückzuführen. Turbulente Bewegungstexturen und eine innige Vermengung mobiler und immobiler Anteile sind nur vereinzelt zu beobachten und lassen unterschiedliche Deutungsmöglichkeiten zu.

Die Tatsache, daß der Granodiorit in seiner Zusammensetzung mit seinem Schwerpunkt gerade in den Zwischenbereich der beiden Hauptgneisgruppen fällt, läßt ebenfalls eine Bildung des Granodiorits durch Mobilisation und Mischung aus den verschiedenen Gneisvarietäten als wahrscheinlich erscheinen.

Beim Verhalten der Alkalien im untersuchten Komplex zeigt sich eine gute Übereinstimmung mit Ergebnissen aus anderen entsprechend zusammengesetzten Anatexitgebieten. Während Na und K in der Reihe von den reliktischen Gneisen bis zu den schlierigen Übergangstypen ein geochemisch "konservatives" Verhalten zeigen, ist es im Granodiorit offenbar zu einer Na-Anreicherung gekommen.

Vergleicht man den im Mambacher Gesteinskomplex angeschnittenen Anatexitkomplex mit anderen anatektischen Massiven aus dem mittleren und südlichen Schwarzwald, so ergeben sich einige abweichende Merkmale. Im Bereich der schlierigen Übergangstypen fehlen im allgemeinen Metatexite (Abb. 67), wie sie in den äußeren Zonen anatektischer Massive zu beobachten sind. Metatexite treten im

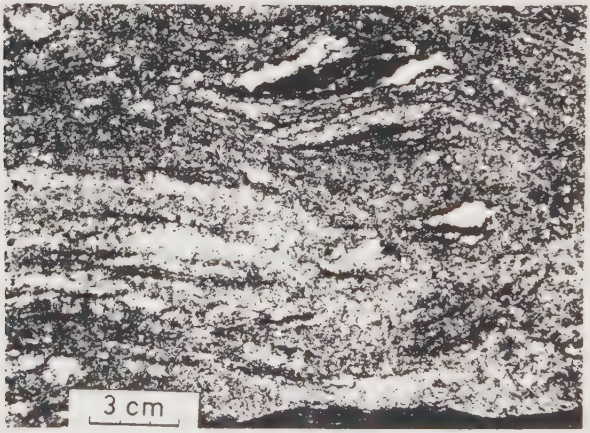


Abb. 67 Metatektische Bildungen (obere Bildhälfte) in enger Verknüpfung mit diatektischen Partien. Fundort: Holzschlägermatte (Schauinsland, Schwarzwald).

Untersuchungsgebiet bevorzugt in Gneisvarietäten auf, die einen von der granitischen Zusammensetzung abweichenden Mineralbestand haben. Da es in den metablastischen Gneisen mit granitischem Chemismus gleichzeitig an vielen Stellen im gesamten Kornverband zur partiellen Aufschmelzung käm, ist eine Trennung der mobilen Anteile vom übrigen Mineralbestand in Gestalt pegmatoider Mobilisate nicht zu erwarten. Idiomorphe Plagioklase bestimmen wie in den Diatexiten das Gefügebild des Granodiorits. Sie zeigen jedoch nicht den für Diatexite typischen inversen Zonarbau. Weiterhin fehlen im Granodiorit die ausgesprochen

turbulenten Bewegungstexturen, wie sie von MEHNERT (1963) aus anatektischen Massiven des Schwarzwaldes abgebildet werden.

Am Beispiel des anatektischen Komplexes innerhalb des Mambacher Syntexits läßt sich somit die Bildung eines Granodiorits in statu nascendi aus heterogenem Altbestand verfolgen. Als erstes Stadium ist eine metablastische Umkristallisation des Ausgangsmaterials zu beobachten. Sie führt zu einer weitgehenden Gefügeauflockerung. Es können dadurch Gesteinsvarietäten mit angenähert makroskopisch "plutonitartigem" Aussehen entstehen. Bei steigenden P-T-Bedingungen kommt es bei entsprechendem H_2O-Partialdruck im Korngrenzenbereich an vielen Stellen gleichzeitig zur Schmelzbildung. Dieses Stadium ist offenbar in den schlierigen Übergangstypen fixiert. Der Mambacher Granodiorit stellt das mehr oder weniger ausgereifte Endprodukt dieser Entwicklung dar.

5. ZUSAMMENFASSUNG

In dieser Arbeit ist ein Grundgebirgsbereich ausgewählt worden, der eine enge Verknüpfung granitischer und granodioritischer Gesteine mit unterschiedlich stark verändertem Altbestand zeigt. Das Ergebnis der Untersuchungen läßt sich in folgende Punkte gliedern:

1. Da bisher nur eine geologisch-petrographische Übersichtskarte vom Untersuchungsgebiet vorlag, bestand zunächst die Notwendigkeit einer detaillierten Neukartierung und einer quantitativ-stofflichen Gliederung der auftretenden Gesteine. Aus dem Mambacher Syntexitkomplex (s. Abb. 1) wurden zwei besonders heterogen zusammengesetzte Teilgebiete im Maßstab 1 : 10 000 neu kartiert (Abb. 2 und 4, s. Anhang).

2. Bei der Neuaufnahme wurden folgende petrographische Einheiten ausgeschieden:
   a) Gneisaltbestände
   b) Amphibolite und Kalksilikatfelse
   c) Intrusive Quarzdiorite
   d) Mambacher Granodioritkomplex
   e) Mambacher Granit
   f) jungvariskische Differentiate des Mambacher Granits.
   Aus den feldpetrographischen Beobachtungen ergibt sich, daß die voranstehende Einteilung in die verschiedenen petrographischen Einheiten gleichzeitig die relative Altersfolge von den ältesten zu den jüngsten Gesteinen darstellt.

3. Das prägranitische Dach ist noch in Resten erhalten, und zwar im Westen, der Randzone zum Malsburggranit, und im Südosten, dem unteren Wehratal. Daneben werden zum Teil noch die orographisch hochliegenden Teile (Höhenrücken: Böllen - Zell) von den älteren Gesteinen aufgebaut. Im Kontaktbereich zum Malsburggranit (Bereich westlich des Kleinen Wiesentales) nimmt der Gneisaltbestand einen geschlossenen Flächenbereich ein. Nach Osten zu treten dagegen stark aufgelockerte Gesteinstypen auf. An diese schließen sich homophane gra-

nitische bis granodioritische Gesteinsvarietäten (= Mambacher Granodiorit) an.

4. Diese Gesteine bilden den Rahmen des Mambacher Granits, der mit seiner Gefolgschaft als jüngstes Intrusivum zu allen oben genannten Einheiten scharfe Kontakte hat.

5. Auf Grund der Verbandsverhältnisse, des quantitativen Mineralbestandes und der chemischen Zusammensetzung wurden die Gneisaltbestände in drei große Gruppen unterteilt:

   a) Gneise granitähnlicher Zusammensetzung: O r t h o g n e i s e . Aus dem noch vorhandenen Gneisrahmen läßt sich vermuten, daß sie den größten Flächenanteil einnehmen.

   b) Gneise dioritischer bis quarzdioritischer Zusammensetzung: P a r a g n e i s e . Sie treten nur in Schollen und Lagen in a auf.

   c) Gneise, die in ihrem Mineralbestand und in ihrer chemischen Zusammensetzung zwischen a und b vermitteln: M i s c h g n e i s e . Ihre ehemalige regionale Verbreitung läßt sich im heutigen Erosionsniveau nicht mehr eindeutig rekonstruieren.

6. Der mikroskopische Befund ergab eine kontinuierliche Gefügeentwicklung von feinkörnig-reliktischen bis zu stark aufgelockerten Altbestandseinheiten. Typisch anatektische Gefügeformen bestimmen dagegen das Bild des Mambacher Granodiorits (s. Kap. 4.2). Folgende Stadien in der Entwicklung wurden unterschieden:

   a) Feinkörnig-reliktisches Ausgangsstadium. Die Gneise haben ein blasto-mylonitisches Gefüge. Einige Varietäten zeigen den Beginn eines Feldspatwachstums.

   b) Metablastisches Stadium. Alle Hauptgemengteile zeigen typisch blastische Wachstums- und Korngrenzenformen. Die Korngröße variiert stark zwischen den Typen a und b.

   c) Metablastisch-magmatoides Übergangsstadium. In diesen Gesteinen treten neben reliktischen und metablastischen Bereichen homophane, magmatogene Partien auf.

   d) Magmatisches Stadium. Echt magmatisches Gefüge (s. Beschreibung S. 62-64).

   Die ersten beiden Stadien in der Gefügeentwicklung cha-

rakterisieren anatektisch nicht mobilisierte Altbestände. In den Gesteinsvarietäten aus dem Übergangsbereich zwischen Gneisaltbestand und Mambacher Granodiorit sind dagegen metablastisch-diatektische Zwischenformen fixiert. Das Stadium des überwiegend homogenen Granodiorits stellt das diatektisch-intrusive Endprodukt dieser Remobilisationsreihe dar.

7. Anhand von Dünnschliffintegrationen und chemischen Analysen wurde versucht, die engen genetischen Beziehungen weiter aufzuklären, die sich aus dem feldpetrographischen Befund und dem mikroskopischen Bild ergaben:

   a) In ihrem Modalbestand und in ihrer chemischen Zusammensetzung schließen sich die Gesteinsvarietäten aus dem Übergangsbereich eng an den Gneisaltbestand an (Abb. 61, 63 und 66).

   b) Der Mambacher Granodiorit fällt mit seiner Zusammensetzung in den Bereich zwischen Ortho- und Paragneise (Abb. 62 und 63). Das bedeutet: eine Entstehung des Granodiorits durch eine streng isocheme Umkristallisation im Meterbereich aus dem Altbestand ist nicht wahrscheinlich.

   c) Bei der Betrachtung des Gneisaltbestandes in seiner Gesamtheit zeigten die Stoffhaushaltsuntersuchungen jedoch eine weitgehende Übereinstimmung des Mambacher Granodiorits mit dem Altbestand (s. Abb. 64). Mit gewissen Vorbehalten ließ sich eine leichte Na-Anreicherung und eine schwache K-Verarmung vom Gneisaltbestand zum Granodiorit wahrscheinlich machen (s. S.120).

8. Ausführlich wurde in dieser Arbeit auf den metablastisch-diatektischen Übergangsbereich zwischen Altbestand und Mambacher Granodiorit eingegangen. In den Gesteinsvarietäten dieses Zwischenbereiches ist es im zuvor metablastisch aufgelockerten Kornverband offenbar vereinzelt zu partiellen Schmelzmobilisationen gekommen,

während daneben das Altbestandsgefüge noch erhalten ist. In den Gesteinen der Übergangszone überschneiden sich somit metablastische und magmatische Phänomene bis hinab in den Zentimeterbereich (s. Kap. 4.2 und 4.4). Diese Heterogenität weist auf eine insgesamt geringe Mobilität der anatektisch gebildeten Erstschmelze hin. Wie die experimentellen Arbeiten zeigten (WINKLER und Mitarbeiter, 1957-66), können sich bei relativ geringer Temperatursteigerung lokale Schmelzmobilisationen sehr rasch zu größeren Bereichen ausdehnen. Da es in den Übergangstypen jedoch offenbar nur zu geringfügigen Schmelzbildungen gekommen ist, haben die P-T-Bedingungen bei entsprechendem H_2O-Partialdruck im Übergangsbereich wohl nicht wesentlich über den Bedingungen der granitischen Erstschmelzbildung gelegen.

9. In vielen anatektischen Komplexen treten zwischen metablastisch veränderten Altbeständen und völlig aufgeschmolzenen Bereichen häufig Metatexite auf. Dagegen wurden jene im vorliegenden Untersuchungsgebiet nur sehr untergeordnet beobachtet, und zwar in der Regel dort, wo der Altbestand eine von der verbreitet granitischen Zusammensetzung abweichende Pauschalzusammensetzung hat. Der phänomenologisch mehr oder weniger kontinuierliche Übergang im vorliegenden Fall kann also im wesentlichen auf die granitische Zusammensetzung des Gneisaltbestandes zurückgeführt werden. Da es bei entsprechenden P-T-X-Bedingungen in den Altbestandstypen an vielen Stellen auf Korngrenzen zu Schmelzmobilisationen kam, erfolgte keine Sonderung in mobile und nicht mobile Anteile, wie sie bei der Metatexis vorauszusetzen ist.

10. Der Mambacher Granodiorit unterscheidet sich von den Gesteinsvarietäten des Übergangsbereiches dadurch, daß sich aus den Schmelzmobilisationen im Korngrenzenbereich größere Schmelzanteile gebildet haben. Dieser Prozeß führte zu einer weitgehenden Homogenisierung des Mambacher Granodiorits. Dies kommt in seinem Gefüge wie auch

in seiner chemischen Zusammensetzung und seinem Modalbestand zum Ausdruck. Jedoch zeigen kleinkörnige Hornblendeaggregate, polyedrische Kalifeldspatnester und feinkörnige, unveränderte Gneisschlieren, daß die mechanische Mobilität an einigen Stellen nicht sehr groß gewesen sein kann. Lokal, und zwar in kalifeldspatreichen Partien, deuten schlierig-turbulente Texturen (Abb. 33) eine größere Teilbeweglichkeit an.

11. Der Gneis-Granodioritkomplex, der im Mambacher Syntexit angeschnitten ist, stellt offenbar einen tiefen Angleichungskontakt dar, in dem metamorphe und magmatische Prozesse zu dem Konvergenzprodukt Mambacher Granodiorit führten. In diesen magmatischen Komplex intrudierte später mit durchgreifenden scharfen Kontakten der Mambacher Granit-Pluton.

Die vorliegende Arbeit entstand auf Anregung von Herrn Prof. Dr. K.R. MEHNERT in den Jahren 1967-1969 im mineralogischen Institut der Freien Universität Berlin.

An dieser Stelle möchte ich meinem verehrten Lehrer, Herrn Prof. Dr. K.R. MEHNERT für die Überlassung des Themas und für seine stetige Hilfe danken.

Weiter gilt mein besonderer Dank Herrn Dr. W. BÜSCH für die vielen wertvollen Ratschläge und anregenden Diskussionen im Gelände und Institut.

Ich danke ferner Herrn Dr. G. SCHNEIDER für sein ständiges Interesse an den geochemischen Gesteinsanalysen, die unter seiner Leitung durchgeführt wurden.

Den chemisch-technischen Assistentinnen des Instituts sei für die Durchführung der Röntgenfluoreszens- und Atomabsorptionsanalysen gedankt.

6. LITERATURVERZEICHNIS

1. ANDRITZKY,G. (1963): Die Anatexis im Regensburger Wald.- N.Jb.Miner.Abh.,99,79-112.
2. AUGUSTITHIS,S.S. (19): Über Blastese in Gesteinen unterschiedlicher Genese.-Hamb.Beitr.angew. Miner.,Kristph.,Petrogr.,2.
3. BAKER,G. (1941): Apatite crystals with colored cores in Victorian granitic rocks.-Amer.Miner.,26, 382-390.
4. BALLHORN,R. (1965): Der Mambacher Granit und seine Entstehung.-Dpl.-Arbeit.Unver.FU Berlin.
5. BÜSCH,W. (1964): Über Dioritbildung durch partielle Anatexis im mittleren und südlichen Schwarzwald.-Diss.FU.
6. BÜSCH,W. (1966): Petrographie und Abfolge der Granitisation im Schwarzwald V..-N.Jb.Miner.Abh., 104,190-258.
7. BÜSCH,W. (1969): Dioritbildung durch Remobilisation.- N.Jb.Miner. (im Druck).
8. CARSTENS,H.(1966): Exaggerated grain growth in the metamorphism of monomineralic rocks.-Norsk.Geol. T.,46.
9. CONDIE,K. C.(1967): Geochemistry of early precambrian graywackes from Wyoming.-Geochim.Cosmochim. Act.,31,2135-2149.
10. DE SITTER,L.U. and ZWART,H.J.(1959): Metamorphic history of the central Pyrenees.-Leids Geol.Mededel, 22.
11. DIMROTH,E.(1963): Untersuchungen zum Mechanismus von Blastesis und Syneusis in Phylliten und Hornfelsen des südwestlichen Fichtelgebirges.- Tscherm.miner.petr.Mitt.,8.
12. DRESCHER-KADEN,F.K.(1948): Die Feldspat-Quarz-Reaktionsgefüge der Granite und ihre genetische Bedeutung.-Miner. Petr.in Einzeldarst.,1, Berlin-Göttingen-Heidelberg (Springer).
13. ERDMANNSDÖRFFER,O.H.(1901): Geologische und petrographische Untersuchungen im Wehratal.-Mitt.bad.geol. Gesellsch.,4,147-195.
14. ERDMANNSDÖRFFER,O.H.(1913): Die Entstehung der Schwarzwälder Gneise.-Geol.Rdsch.,4.
15. ERDMANNSDÖRFFER,O.H.(1938): Studien im Gneisgebirge des Schwarzwaldes.VIII.-Sitz.-Ber.Heidelb.Akad. Wiss.,1-25.
16. ERDMANNSDÖRFFER,O.H.(1939): Studien im Gneisgebirge des Schwarzwaldes.XI.Die Rolle der Anatexis.- Sitz.-Ber.Heidelb.Akad.Wiss.,1-72.

17. ERDMANNSDÖRFFER,O.H.(1945): Hydrothermale Zwischenstufen im Kristallisationsablauf von Tiefengesteinen.-Chemie der Erde,15, 283-295.

18. ERDMANNSDÖRFFER,O.H.(1947): Metasomatische Vorgänge bei der Granitbildung.-Fortschr.Miner., 26.

19. ERDMANNSDÖRFFER,O.H.(1948): Aus dem Grenzgebiet Magmatisch - Metamorph mit Beispielen aus Schwarzwald,Odenwald,Alpen.-Z.d.D. G.G.,100,204-212.

20. FRASL,G.(1954): Anzeichen schmelzflüssigen und hochtemperierten Wachstums an den großen Kalifeldspaten einiger Porphyrgranite, Porphyrgranitgneise und Augengneise Österreichs.-Jb.Geol.Bundesanst.,97,71-103.

21. GOLDSCHMIDT,V.M.(1920): Die Injektionsmetamorphose im Kristianiagebiet.-Videnskapsselskpets-Skrifter.I.Math.Naturv.Kl.,Kristiania, 10.

22. GOODSPEED,G.E.(1937): Development of plagioclase porphyroblasts.-J.Miner.Soc.Amer.,22.

23. GORAI,M.(1951): Petrological studies on plagioclase twins.-Amer.Miner.,36.

24. HAHN-WEINHEIMER,P. u. JOHANNING,H.(1963): Geochemische Untersuchungen an magmatisch differenzierten Gesteinskörpern des Südschwarzwaldes.I.Die Verteilung von Kalium,Rubidium,Calcium,Strontium,Titan, Zirkonium,Niob und Phosphor im Hinblick auf ihre Verwendung als Leitelemente zur Untergliederung des Bärhaldegranits.-Beitr.Miner.Petr.,9,175-197.

25. HEINRICH,E.Wm.(1946): Studies in the mica group: The biotite - phlogopite series.-Amer.J.Sci., 244.

26. HOENES,D.(1940): Magmatische Tätigkeit,Metamorphose und Migmatitbildung im Grundgebirge des südwestlichen Schwarzwaldes.-N.Jb.Miner. Abh.Beil.,76,Abt.A.,153-256.

27. HOENES,D.(1948): Petrogenese im Grundgebirge des Südschwarzwaldes.-Heidelb.Beitr.Miner. Petr.,1,121-202.

28. HOENES,D.,MEHNERT,K.R. u. SCHNEIDERHÖHN,H.(1949): Führer zu petrographisch-geologischen Exkursionen im Schwarzwald und Kaiserstuhl.-Stuttgart.

29. HOENES,D.(1956): Der prägranitische Bau des Gneisgebirges im südlichen Schwarzwald und seine Ableitung aus dem Fremdgesteinsinhalt der hybriden Granite.-Heidelb. Beitr.Miner.Petr.,5,272-288.

30. HUTTENLOCHER,H.F.(1947): Über Verschiedenheiten im Verlauf magmatischer und metamorpher Prozesse.-Mitt.Naturf.Ges.Bern,N.F.,4, 85-116.

31. KNAUER,E.(1969): Konvergenzerscheinungen granitoider Gesteine im Raum Hoxhohl und ihr Vergleich mit Flasergneisen des Gebietes Brandau - Neunkirchen/Odenwald.-N.Jb. Miner.Abh.,110.

32. KOCH,W.(1940): Metatexis und Metablastesis in Migmatiten des nordwestlichen Thüringer Waldes.-Zeitschr.f.Kristall.Miner.u.Petr.,51.

33. KOHLER,A.(1948): Erscheinungen an Feldspaten und ihre Bedeutung für die Klärung der Gesteinsgenesis.-Tscherm.Miner.Petr.Mitt.,1, 51-67.

34. LANGERFELDT,H.(1960): Über Syenitbildung durch Palingenese und Kalifeldspat-Metablastesis.-Diss. FU Berlin.

35. MAUCHER,A.(1943): Über geregelte Plagioklaseinschlüsse in Orthoklas (Sanidin).-Z.Krist.,A,105.

36. MEHNERT,K.R.(1940): Über Plagioklas-Metablastesis im mittleren Schwarzwald.-Zbl.f.Miner.,47-65.

37. MEHNERT,K.R.(1948): Beitrag zur Kenntnis der Gneis-Granitgrenzen im mittleren Schwarzwald und ihre Bedeutung für die Entstehung des Grundgebirges.-Mitt.bad.geol.Landesanst., 12-14.

38. MEHNERT,K.R.(1951): Zur Frage des Stoffhaushaltes anatektischer Gesteine.-N.Jb.Miner.Abh.,82, 155-198.

39. MEHNERT,K.R.(1953): Petrographie und Abfolge der Granitisation im Schwarzwald.I.-N.Jb. Miner.Abh.,85,59-140.

40. MEHNERT,K.R.(1953): Zur Abfolge der Gesteinsmobilisation im tieferen Grundgebirge (ohne Stoffzufuhr).-Geol.Rdsch.,42.

41. MEHNERT,K.R.(1957): Petrographie und Abfolge der Granitisation im Schwarzwald.II.-N.Jb. Miner.Abh.,90,39-90.

42. MEHNERT,K.R. u. WILLGALLIS,A.(1957): Zum Alkalihaushalt der Granitisation im Schwarzwald anhand flammenphotometrischer Reihenanalysen.-N.Jb.Miner.Abh.,91,104-130.

43. MEHNERT,K.R.(1960): Zur Geochemie der Alkalien im tiefen Grundgebirge.-Beitr.Miner.Petr.,7, 318-339.

44. MEHNERT,K.R.(1962): Petrographie und Abfolge der Granitisation im Schwarzwald.III.-N.Jb. Miner.Abh.,98,208-249.

45. MEHNERT,K.R.(1962): Zur Systematik der Migmatite.- Kristallinikum,Arb.Prob.d.Geol.u.Petrol. v.Kristgeb.,95-110,Verl.d.Tschech.Akad. Wiss.,Prag.

46. MEHNERT,K.R.(1963): Petrograhie und Abfolge der Granitisation im Schwarzwald.IV.-N.Jb. Miner.Abh.,99,161-199.

47. MEHNERT,K.R. u. BÜSCH,W.(1966): Dioritbildung durch Remobilisation.-Tscherm.miner.petr.Mitt., XI,H.3,246-265-

48. MEHNERT,K.R.(1968): Migmatites and the origin of granitic rocks.-Elsevier publ.Comp., Amsterdam,London,New York.

49. METZ,R. u. REIN,G.(1958): Geologisch-petrographische Übersichtskarte des Südschwarzwaldes (u. Erläuterungen).-Lahr/Schwarzwald.

50. NIGGLI,P.(1925): Über das Grundgebirge des Schwarzwaldes.-Mitt.d.Aarg.Naturforsch.Gesell., 17.

51. OKRUSCH,M. u. RICHTER,P.(1967): Petrographische,geochemische und mineralogische Untersuchungen zum Problem der Granitoide im mittleren Spessartkristallin.-N.Jb.Miner.Abh.,107, 21-73.

52. PHILIPP,H.(1910): Studien aus dem Gebiet der Granite und umgewandelten Gabbros des mittleren Wiesentales.-Mitt.bad.geol.Landesanst.,6.

53. PIWINSKII,A.J. u. WYLLIE,P.J.(1968): Experimental studies of ignous rock series: a zoned pluton in the Wallowa Batholith,Oregon.- J.Geol.,76,205-234.

54. RAST,N.(1965): Nucleation and growth of metamorphic minerals.In: W.S. PITCHER and G.W. FLINN (Editors),Controls of Metamorphism. Oliver and Boyd,Edingburgh - London.

55. REIN,G.(1952): Der Werdegang des Orthits in der magmatischen und metamorphen Abfolge des mittleren Schwarzwaldes.-N.Jb.Miner.Abh., 84.

56. REIN,G.(1954/1955): Modalbestand und Intrusionsform des Granitplutons (Malsburggranit,Schwarzwald).-Fortschr.Miner.,33.

57. SACHS,L.(1969): Statistische Auswertungsmethoden.-Springer-Verlag,Berlin,Heidelberg,New York.

58. SCHERMERHORN,J.L.G.(1959): Ignous,metamorphic and ore geology of the Castro Daire - Sao Pedro Do Sul - Satao region.-Commun.Serv.Geol. Portugal,37.

59. SCHEUMANN,K.H.(1937): Metatexis und Metablastesis.-Miner.-petr.Mitt.,48.

60. SCHNEIDER,G.(1968): Mineralanalytische und geochemische Probleme der Röntgenfluoreszenzspektrometrie in ihrer Anwendung auf anatektische Gesteine.-Diss. FU Berlin.

61. SCHNEIDERHOHN,H.(1958): Erzlagerstätten der Frühkristallisation,Bd.I.-Fischer-Verlag, Stuttgart.

62. SCHWENKEL,H.(1912): Die Eruptivgneise des Schwarzwaldes.-Miner.-petr.Mitt.,31.

63. STEUHL,H.H.(1962): Die experimentelle Metamorphose und Anatexis eines Para-Biotitgneises aus dem Schwarzwald.-Chemie d. Erde,21.

64. STRECKEISEN,A.L.(1967): Classification and nomenclature of ignous rocks (a final report of an inquiry).-N.Jb.Miner.Abh.,107.

65. TREFZGER,E.F.(1965): Quartäre Hebungen des Hotzenwaldes.-Jber.Mitt.oberrh.geol.Ver.,N.F.,47.

66. TRÖGER,W.E.(1959): Tabellen zur optischen Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale.-Stuttgart.

67. TRÖGER,W.E. u. BRAITSCH,O.(1969): Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale,Teil 2.-Stuttgart.

68. VANCE,J.A. and GILREATH,J.P.(1967): The effect of synneisis on phenocryst distribution patterns in some porphyritic ignous rocks.-Amer.Miner.,52.

69. VANCE,J.A.(1969): On synneusis.-Beitr.Miner.Petr.,Vol. 24,No.1,7-29.

70. VANCE,J.A.(1961): Polysynthetic twinning in plagioclase.-Amer.Miner.,46.

71. VERNON,R.H.(1965): Plagioclase twins in some mafic gneises from Broken Hill,Australia.-Miner. Mag.,35,488-507.

72. VOGT,J.H.L.(1921): The physical chemistry of the crystallisation and magmatic differentiation of the ignous rocks.-J.Geol.,29.

73. VOLL,G.(1961): Zur Frage des Stofftransportes auf den Korngrenzen metamorpher Gesteine.-Geol. Rdsch.,51.

74. WAGER,R.(1938): Studien im Gneisgebirge des Schwarzwaldes.VI.Über Migmatite aus dem südlichen Schwarzwald.-Sitzber.Heidelb. Akad.Wiss.,Bd.VI.

75. WAGER,L.R.,BROWN,G.M. and WADSWORTH,W.J.(1960): Types of ignous cumulates.-J.Geol.,1,73-85.

76. WILSER,J.L.(1932): Stratigraphische und tektonische Gliederung des südwestlichen Schwarzwaldes.-Fortschr.Geol u. Paläont.,11.

77. WINKLER,H.G.F. und VON PLATEN,H.(1957 - 1962): Experimentelle Gesteinsmetamorphose I - VI. Geochim.Cosmochim.Acta,13 (1957):42-69, 15 (1958):91-112, 18 (1960):294-316, 24 (1961):48-69,250-259, 26 (1962):145-180.

78. ZIMMERLE,W.(1958): Der Malsburgpluton im südwestlichen Schwarzwald.-Jh.geol.Landesamt Baden-Württemberg,3.

A N H A N G

Tabellen der geochemischen Reihenanalysen

Tabelle 33

MAMBACHER GRANIT

Proben-Nr.		Dünnschl.-Nr.	Fundort	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	Na_2O	K_2O
Ul	7	2306	Str. Atzenbach-Pfaffenberg R: 341515 H: 528704	75,24	0,209	14,95	1,15	0,68	4,11	4,28
Ul	9	2308	Kl. Wiesental R: 341214 H: 529124	77,30	0,146	14,28	1,18	0,60	3,69	5,21
Ul	10	2309	Str. Adelsberg-Zell R: 341313 H: 528680	70,17	0,209	15,04	0,98	1,09	3,95	5,17
Ul	11	2413	Str. Adelsberg-Unterblauen R: 341393 H: 528809	72,32	0,158	14,59	0,92	0,56	3,95	4,25
Ul	14	2313	Oberh. Langensee R: 341160 H: 529004	70,63	0,250	14,92	1,29	0,68	4,33	4,40
Ul	17	2316	Oberh. Langensee R: 341160 H: 520004	73,70	0,079	13,70	0,72	0,47	3,42	4,37
Ul	23	2411+2412	Str. Adelsberg-Unterblauen R: 341333 H: 528809	70,78	0,167	14,25	0,81	1,06	4,11	4,17
Ul	35	2333	Str. Atzenbach-Pfaffenberg R: 341518 H: 528831	66,11	0,364	15,97	1,63	0,75	4,20	5,20

Tabelle 33 (Fortsetzung)

Proben-Nr.	Dünnschl.-Nr.	Fundort	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	Na_2O	K_2O
U1 39	2337	R.: 341328, H.: 529052	75,10	0,139	14,43	1,10	0,66	3,77	4.48
U1 40	2338	Weg Elbenschwand - Blauer Ebene R.: 341310, H.: 529007	75,86	0,100	13,60	0,88	0,26	3,26	4,13
U1 51	2349	Forstweg Elbenschwand R.: 341216, H.: 529152	72,17	0,118	13,67	0,66	0,52	3,77	5,11
U1 61	2359	Forstweg Elbenschwand R.: 341216, H.: 529152	70,98	0,205	14,92	1,35	0,60	3,87	5,04
U1 64	2362	Forstweg Elbenschwand R.: 341216, H.: 529152	72,47	0,194	13,99	1,14	0,44	3,76	4,99
U1 65	2363	Forstweg Elbenschwand R.: 341216, H.: 529152	74,93	0,037	13,38	0,25	0,35	4,21	4,66
U1 70	2368	Forstweg Elbenschwand R.: 341216, H.: 529152	76,53	0,077	13,76	0,73	0,37	3,82	4,70
U1 83	2381	R.: 341107, H.: 528876	63,00	0,178	15,03	1,01	0,88	3,61	4,59
U1 86	2384	R.: 341107, H.: 528880	58,96	0,171	15,12	0,99	0,67	3,76	4,77
U1 89	2387	R.: 341095, H.: 528850	73,70	0,143	14,23	0,54	0,81	3,61	4,46
U1 91	2389	R.: 341095, H.: 528850	71,17	0,207	14,45	1,18	0,67	3,76	4,93
U1 94	2392	R.: 341100, H.: 528864	59,92	0,222	15,24	1,36	1,20	3,78	4,73
U1 95	2393	Laubekopf R.: 341098, H.: 528859	73,47	0,055	13,34	0,35	0,66	3,44	5,19
U1 121	2439	Schwöbenenbüchle R.: 341095, H.: 528852	76,12	0,302	16,10	1,80	1,12	3,45	4,80

Tabelle (Fortsetzung)

Proben-Nr.	Dünnschl.-Nr.	Fundort	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	Na_2O	K_2O
Ul 127	2448	R.: 341656, H.: 528964	73,93	0,258	15,10	1,85	0,89	4,13	5,33
Ul 196	2797	R.: 341478, H.: 528753	71,70	0,207	14,81	1,17	0,93	3,67	5,45
Ul 207	2810	Hohe Möhr R.: 341558, H.: 528446	72,47	0,150	14,43	0,88	0,84	3,90	4,58
Ul 215	2819+2820	Angenbachtal R.: 341759, H.: 528841	74,01	0,245	15,50	1,55	1,18	3,98	4,82
Ul 319	66	Forstweg oberh. Glashütten R.: 341780, H.: 528317	70,69	0,203	14,89	1,27	0,90	4,01	4,78
Ul 320	67	Forstweg oberh. Glashütten R.: 341780, H.: 528317	71,30	0,185	14,87	1,05	1,12	3,9[illegible]	4,42
Ul 339	86	Forstweg oberh. Glashütten R.: 341780, H.: 528317	69,54	0,054	13,31	0,40	1,02	3,45	4,94
Ul 346	93	Forstweg oberh. Glashütten R.: 341780, H.: 528317	70,95	0,253	14,66	1,61	0,96	3,53	5,02

Tabelle 34

MAMBACHER GRANODIORIT

Proben-Nr.		Dünnschl.-Nr.	Fundort	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	Na_2O	K_2O
Ul	5	2304	Kl. Wiesental R: 341214 H: 529124	71,78	0,440	14,43	2,91	1,60	3,31	4,51
Ul	6	2305	Kl. Wiesental R: 341214 H: 529124	63,40	0,702	16,69	4,60	3,36	3,83	4,13
Ul	15	2314	Kl. Wiesental R: 341160 H: 529004	71,58	0,209	14,39	1,21	0,48	3,93	4,51
Ul	20	2319a 2319b	Str. Atzenbach-Riedichen R: 341576 H: 528618	62,17	0,568	16,23	3,50	1,41	4,08	4,51
Ul	21	2320	Str. Atzenbach-Riedichen R: 341579 H: 528614	69,17	0,224	14,97	1,33	0,81	5,84	4,48
Ul	22	2321	Str. Atzenbach-Riedichen R: 341576 H: 528618	62,58	0,540	15,82	3,21	1,31	4,03	4,08
Ul	28	2326	Zeller Hochblauen R: 341394 H: 528905	64,65	0,475	15,63	2,59	2,05	3,98	4,64
Ul	34	2332	Str. Atzenbach-Pfaffenberg R: 341518 H: 528831	69,01	0,380	15,23	2,13	0,90	3,44	5,23
Ul	41	2339	R: 341312 H: 529012	61,63	0,685	15,40	4,34	2,89	3,51	2,97
Ul	42	2340	R: 341240 H: 528956	69,09	0,348	14,29	2,06	0,81	3,54	4,79
Ul	54	2352	Forstweg Elbenschwand R: 341216 H: 529152	68,58	0,511	14,91	3,58	1,16	3,64	3,68

Tabelle 34 (Fortsetzung)

Proben-Nr.	Dünnschl.-Nr.	Fundort	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	Na_2O	K_2O
Ul 62a	2360	Forstweg Elbenschwand R.: 341216, H.: 529152	68,55	0,495	14,74	3,56	1,25	3,70	3,78
Ul 66	2364	Forstweg Elbenschwand R.: 341216, H.: 529152	67,43	0,562	15,06	3,54	1,78	3,62	3,38
Ul 71	2369	R.: 341148, H.: 528952	64,72	0,575	15,25	3,41	2,84	3,43	3,57
Ul 79	2377	R.: 341214, H.: 529124	68,55	0,443	14,66	2,60	2,11	3,37	4,27
Ul 81	2379	R.: 341214, H.: 529124	69,17	0,441	13,64	2,63	1,12	3,44	4,04
Ul 82	2380	R.: 341214, H.: 529124	57,68	0,458	15,29	3,26	1,51	3,58	3,98
Ul 84	2382	R.: 341107, H.: 528878	57,16	0,378	15,51	2,17	1,33	3,66	4,29
Ul 88	2386	R.: 341094, H.: 528852	65,61	0,595	16,22	3,78	1,54	4,43	3,78
Ul 107	2405	Scheuerleberg R.: 341220, H.: 529046	62,12	1,094	17,12	6,26	4,07	3,92	3,89
Ul 118	2436	R.: 341584, H.: 528885	65,75	0,658	15,32	4,01	2,82	3,53	4,10
Ul 120	2438	Kl. Wiesental, Holl R.: 341097, H.: 528951	63,65	0,755	15,90	4,40	3,40	3,57	4,39
Ul 122	2440-2442	Forstweg Elbenschwand R.: 341216, H.: 529152	72,09	0,477	15,28	3,22	1,55	3,44	4,68
Ul 125	2446	Unterh. Scheuerlewäldchens R.: 341766, H.: 528881	69,55	0,498	15,52	3,40	1,66	4,03	3,79
Ul 129	2450	Südhang des Zeller Blauen R.: 341393, H.: 528887	65,16	0,526	15,87	3,06	2,15	4,06	4,32

Tabelle 34 (Fortsetzung)

Proben-Nr.	Dünnschl.-Nr.	Fundort	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	Na_2O	K_2O
Ul 133	2454	R.: 341691, H.: 528818	69,78	0,455	16,00	2,72	1,13	4,55	3,46
Ul 134	2455	R.: 341393, H.: 528887	65,03	0,442	15,80	2,50	1,89	4,06	4,45
Ul 140	2462	R.: 341476, H.: 528754	65,43	0,349	15,87	2,59	1,70	4,15	3,83
Ul 143	2465	R.: 341553, H.: 528931	65,30	0,549	16,63	3,03	1,61	4,48	3,80
Ul 144a	-	Kl. Wiesental R.: 341214, H.: 529124	66,61	0,456	14,58	3,02	1,72	3,70	3,41
Ul 149	2473	Weg Angenbachtal - Wolfsbrunn R.: 341759, H.: 528841	67,16	0,436	14,91	2,52	1,68	4,00	3,67
Ul 156	2482	Kl. Wiesental, Langensee R.: 341139, H.: 528994	60,24	0,710	16,33	4,37	3,51	3,81	4,17
Ul 157	2483	Bahngleis Atzenbach - Mambach R.: 341552, H.: 528726	65,35	0,464	15,92	2,51	1,09	4,20	4,31
Ul 158	2484	Biegebach R.: 341522-12, H.: 528945-49	70,32	0,310	14,28	1,79	1,46	3,51	4,28
Ul 160	2486	Kl. Wiesental R.: 341214, H.: 529124	70,24	0,490	14,78	2,90	2,33	3,21	4,35
Ul 165	2493	R.: 341787, H.: 528794	70,32	0,450	15,83	2,80	1,94	3,86	4,39
Ul 166	2494	Kl. Wiesental R.: 341214, H.: 529124	71,82	0,430	15,11	2,86	1,55	3,38	4,75
Ul 170	2499+2500	Forstweg Elbenschwand R.: 341216, H.: 529152	65,36	0,573	14,78	3,45	1,71	3,55	4,36

Tabelle 34 (Fortsetzung)

Proben-Nr.	Dünnschl.-Nr.	Fundort	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	Na_2O	K_2O
Ul 181	2778	R.: 341621, H.: 528720	70,55	0,395	15,37	2,38	0,78	3,69	4,45
Ul 188	2787	Unterh. Hellbühl R.: 341549, H.: 528938	65,30	0,511	15,77	2,89	2,33	3,85	4,50
Ul 192	2791	Biegebach R.: 341522-12, H.: 528945-49	65,45	0,510	15,85	2,93	2,21	3,79	4,67
Ul 203	2805	Angenbachtal R.: 341691, H.: 528818	69,67	0,389	15,32	2,34	1,24	4,49	3,83
Ul 205	2807+2808	Südl. Bubshorn R.: 341467, H.: 529050	67,00	0,410	15,92	2,25	2,37	3,82	5,03
Ul 208	2811	Kl. Wiesental R.: 341214, H.: 529124	63,02	0,599	15,50	3,90	2,41	3,64	4,20
Ul 212	2815+2816	Forstweg Elbenschwand R.: 341216, H.: 529152	68,47	0,415	14,80	2,72	1,16	3,60	5,08
Ul 216	2821	Jeglesgraben R.: 341475, H.: 528755	75,01	0,411	14,82	2,50	2,29	4,06	2,57
Ul 220	2825	R.: 341552, H.: 528724	65,10	0,463	15,77	2,69	2,14	4,33	3,43
Ul 221	2826	R.: 341467, H.: 529050	64,83	0,657	16,40	4,12	2,81	3,66	4,38
Ul 231	2838+2839	R.: 341551, H.: 528725	63,70	0,484	16,61	2,70	1,93	4,77	3,71
Ul 235	2843	Weg Pfaffenberg - Oberhepp-schingen R.: 341536, H.: 529056	64,72	0,572	14,47	3,17	2,20	3,88	3,04
Ul 237	2845	R.: 341478, H.: 528753	68,94	0,690	15,55	3,57	1,57	3,97	3,67

Tabelle 34 (Fortsetzung)

Proben-Nr.	Dünnschl.-Nr.	Fundort	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	Na_2O	K_2O
Ul 238	2846+2847	Südhang des Zeller Blauen R.: 341369, H.: 528884	66,83	0,533	15,25	3,10	2,12	3,88	4,45
Ul 239	2848-2851	Forstweg Elbenschwand R.: 341216, H.: 529152	69,86	0,377	14,27	2,45	1,57	3,31	4,71
Ul 249	2859	Kl. Wiesental, Holl R.: 341097, H.: 528951	61,26	0,677	15,86	4,05	3,02	4,13	3,65
Ul 253	2864+2865	Forstweg Elbenschwand R.: 341216, H.: 529152	62,17	0,609	15,26	4,06	2,48	3,63	3,48
Ul 256	2868	R.: 341370, H.: 528673	65,92	0,553	15,55	3,26	1,64	3,97	3,66
Ul 259	2872	R.: 341661, H.: 528964	55,69	0,628	15,10	5,80	4,70	3,35	2,74
Ul 260	2873	R.: 341650, H.: 528841	66,64	0,497	15,90	2,98	1,04	4,20	4,52
Ul 288	35	Wehratal R.: 341986, H.: 528251	56,07	0,649	14,99	4,40	1,10	3,19	4,04
Ul 315	62	Forstweg Glashütten R.: 341780, H.: 528317	61,78	0,408	15,90	2,30	1,89	4,45	3,45
Ul 316	63	Forstweg Glashütten R.: 341780, H.: 528317	61,14	0,417	15,84	2,18	1,99	4,42	3,43
Ul 323	70	Forstweg Glashütten R.: 341780, H.: 528317	50,86	0,516	16,55	2,81	1,90	3,90	4,19
Ul 336a	83	Buckwald, b. Elbenschwand R.: 341256, H.: 529082	52,59	0,844	17,39	5,54	3,83	3,94	3,78
Ul 348	95	Östl. Zeller Blauen	58,25	0,474	16,47	2,85	2,38	4,10	4,51

Tabelle 35

BIOTIT - PLAGIOKLAS - KALIFELDSPAT - GNEISE , metablastisch

Proben-Nr.		Dünnschl.-Nr.	Fundort	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	Na_2O	K_2O
U1	1	2301	Kl. Wiesental R: 341214 H: 529124	68,16	0,481	14,43	3,26	1,44	3,35	4,99
U1	8	2307	Kl. Wiesental R: 341214 H: 529124	71,32	0,538	14,31	3,50	i,18	4,08	4,76
U1	13	2311	R: 341230 H: 529060	64,72	0,564	16,62	2,80	2,83	4,48	3,12
U1	16	2315	Kl. Wiesental b. Langensee R: 341160 H: 529013	69,86	0,335	13,82	2,31	0,81	3,42	4,59
U1	18	2317	R: 341210 H: 529076	71,47	0,293	13,54	2,18	0,58	4,36	4,36
U1	31	2329	Südhang des Zeller Blauen R: 341391 H: 528894	75,78	0,107	13,79	0,58	0,51	2,92	6,95
U1	37	2335	R: 341420 H: 528831	72,32	0,136	14,46	0,75	0,92	2,93	6,66
U1	48	2346	Forstweg Elbenschwand R: 341216 H: 529152	55,82	0,451	15,41	2,91	1,59	3,71	3,93
U1	49	2347	Forstweg Elbenschwand R: 341216 H: 529152	69,63	0,445	15,01	2,64	1,23	3,15	5,41
U1	56	2354	Forstweg Elbenschwand R: 341216 H: 529152	72,47	0,266	13,70	2,17	0,86	3,46	4,37
U1	63	2361	Forstweg Elbenschwand R: 341216 H: 529152	70,32	0,424	14,57	2,81	0,97	3,70	4,05

Tabelle 35 (Fortsetzung)

Proben-Nr.	Dünnschl.-Nr.	Fundort	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	Na_2O	K_2O
Ul 69	2367	Forstweg Elbenschwand R.: 341216, H.: 529152	72,40	0,184	14,15	1,56	0,42	4,51	4,17
Ul 73	2371	R.: 341148, H.: 528952	70,63	0,379	15,01	1,69	1,62	3,98	4,42
Ul 74	2372	R.: 341148, H.: 528952	69,17	0,418	15,21	1,86	1,55	3,98	4,48
Ul 76	2374	Kl. Wiesental R.: 341214, H.: 529124	71,47	0,281	14,47	2,02	1,14	3,53	5,28
Ul 80	2378	Kl. Wiesental R.: 341214, H.: 529124	65,00	0,750	14,69	5,31	2,13	3,31	4,04
Ul 101	2399	Forstweg Elbenschwand R.: 341216, H.: 529152	68,94	0,400	14,84	2,53	1,12	3,60	4,65
Ul 123	2443	Stbr. Bubshorn R.: 341467, H.: 529108	63,99	0,735	17,37	3,77	1,77	4,10	4,85
Ul 130	2451	Str. Wembach - Niederböllen R.: 341514, H.: 529424	62,62	0,796	15,20	4,75	3,30	3,39	3,86
Ul 145	2467	Forstweg Elbenschwand R.: 341216, H.: 529152	64,55	0,743	15,02	4,92	2,12	3,30	3,59
Ul 162	2488	Forstweg Elbenschwand R.: 341216, H.: 529152	68,94	0,585	14,20	3,82	1,18	3,08	5,34
Ul 175	2771	Stbr. Bubshorn R.: 341467, H.: 529108	71,09	0,428	14,25	2,97	1,50	3,26	5,45
Ul 176	2772	Kl. Wiesental, Holl R.: 341097, H.: 528951	72,40	0,480	14,60	3,32	1,33	3,30	4,56

Tabelle 35 (Fortsetzung)

Proben-Nr.	Dünnschl.-Nr.	Fundort	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	Na_2O	K_2O
Ul 178	2774	Biegebach R.: 341549, H.: 528938	71,32	0,320	14,25	1,80	1,54	3,34	5,08
Ul 194	2793	Stbr. Bubshorn R.: 341467, H.: 529108	69,94	0,293	13,75	0,27	0,51	2,26	7,78
Ul 199	2800	Kl. Wiesental, Holl R.: 341084, H.: 528941	70,63	0,450	14,72	3,60	1,73	4,52	2,47
Ul 202	2804	Weg Pfaffenberg - Niederhepp-schingen R.: 341502, H.: 528948	54,24	0,490	21,05	4,17	3,95	2,79	4,87
Ul 204	2806	Stbr. Bubshorn R.: 341467, H.: 529108	70,55	0,455	14,15	3,00	1,48	3,14	5,36
Ul 214	2818	Kl. Wiesental, Holl R.: 341097, H.: 528951	72,86	0,400	14,10	2,83	0,78	3,00	5,38
Ul 217	2822	Stbr. Weg Riedichen - Hohe Möhr	64,02	0,511	15,42	5,36	1,87	3,55	2,78
Ul 227	9+10	R.: 342037, H.: 528220	59,98	0,379	14,34	3,02	1,74	3,27	4,27
Ul 229	2835+2836	Stbr. Bubshorn R.: 341467, H.: 529108	69,86	0,393	14,05	2,83	1,53	3,13	5,70
Ul 242	11	R.: 342045, H.: 528222	58,57	0,408	14,02	3,27	1,45	3,68	3,46
Ul 247	2857	Kl. Wiesental, Langensee R.: 341153, H.: 529021	69,32	0,297	13,76	3,07	1,58	3,39	4,12
Ul 258	2870+2871	Kl. Wiesental R.: 341214, H.: 529124	66,95	0,600	14,67	4,44	1,98	3,40	4,66

Tabelle 35 (Fortsetzung)

Proben-Nr.	Dünnschl.-Nr.	Fundort	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	Na_2O	K_2O
Ul 262	2875	Biegebach R.: 341512-22, H.: 528945-49	67,29	0,567	15,50	2,33	2,36	3,19	3,79
Ul 286	33	Wehratal R.: 342018, H.: 528180	57,23	0,614	15,26	4,17	1,51	3,38	4,39

Tabelle 36

Helle BIOTIT - HORNBLENDE - GNEISE , metablastisch

Proben-Nr.	Dünnschl.-Nr.	Fundort	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	Na_2O	K_2O
Ul 33	2331	Stbr. an Str. Atzenberg - Pfaffenberg R: 341518 H: 528831	63,75	0,610	14,91	3,89	1,69	3,62	3,55
Ul 36	2334	R: 341427 H: 528827	61,65	0,576	15,19	3,84	3,34	3,69	4,18
Ul 45	2343	Forstweg Elbenschwand R: 341216 H: 529152	65,14	0,534	15,31	3,14	1,98	3,45	5,23
Ul 68	2366	Forstweg Elbenschwand R: 341216 H: 529152	62,46	0,629	15,60	4,07	2,30	3,77	3,42
Ul 110a	2409	R: 341419 H: 528826	61,03	0,585	15,51	3,53	3,04	3,87	4,12
Ul 114a	2414	R: 341324 H: 528788	62,68	0,589	16,07	3,98	3,13	3,84	4,23
Ul 114b	2415	R: 341324 H: 528788	67,14	0,489	15,27	2,85	2,34	3,58	5,00

Tabelle 37

Dunkle, feinkörnige EINSCHLÜSSE im MAMBACHER GRANODIORIT

Proben-Nr.	Dünnschl.-Nr.	Fundort	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	Na_2O	K_2O
Ul 93	2391	R: 341103 H: 528866	51,57	0,847	13,75	5,69	2,02	2,87	3,72
Ul 139	2461	R: 341370 H: 528673	64,59	0,712	13,80	5,87	1,40	2,47	2,31
Ul 146	2468	Holl, Kl. Wiesental R: 341097 H: 528951	58,57	0,908	13,65	6,51	2,97	2,22	2,80
Ul 151	2475	Südhand des Zeller Blauen	62,84	0,846	13,71	4,99	2,51	3,36	3,66
Ul 167	2495	R: 341551 H: 528725	62,56	1,020	16,60	5,43	2,79	3,17	2,90
Ul 179	2775	R: 341252 H: 528790	67,30	0,682	14,45	4,30	2,19	3,55	2,19
Ul 184	2781+2782	R: 341393 H: 528887	62,25	0,903	14,42	5,28	2,56	3,91	2,58
Ul 185	2783	R: 341393 H: 528887	63,52	0,807	14,95	5,80	2,75	3,77	2,14
Ul 189	2788	R: 341478 H: 528753	62,71	0,942	13,81	5,10	2,70	3,30	3,00
Ul 191	2790	Bahngleis Atzenbach-Mambach R: 341553 H: 528795	62,45	0,877	14,10	6,55	1,03	2,66	1,83
Ul 234	2842	R: 341393 H: 528887	63,89	0,865	14,10	5,63	2,58	3,42	3,03
Ul 252	2861	R: 341552 H: 528724	60,26	0,937	14,37	6,05	2,38	3,06	2,48
Ul 317	64	Glashütten R: 341780 H: 528317	61,59	0,849	14,09	4,50	2,59	3,65	2,06
Ul 324	71	Glashütten R: 341780 H: 528317	57,74	0,670	13,72	4,74	2,30	2,90	2,95

Tabelle 37 (Fortsetzung)

Proben-Nr.	Dünnschl.-Nr.	Fundort	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	Na_2O	K_2O
Ul 325	72	Glashütten R.: 341780, H.: 528317	60,50	0,875	14,19	5,18	2,07	3,16	2,48
Ul 331	78	Glashütten R.: 341780, H.: 528317	69,19	0,687	13,64	4,28	2,80	3,18	2,86

Tabelle 38a

Dunkle,feinkörnige EINSCHLÜSSE im MAMBACHER GRANIT

Proben-Nr.	Dünnschl.-Nr.	Fundort	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	Na_2O	K_2O
Ul 38	2336	R: 341502 H: 528947	65,50	0,724	15,83	3,87	2,22	3,82	3,83
Ul 111	6	Gr. Wiesental,Forstweg am Burstel R: 341682 H: 529125	55, 56	0,540	15,47	3,07	2,15	3,59	4,32
Ul 131	2452	R: 341764 H: 528843	62,12	0,727	15,69	4,10	2,43	3,58	4,35
Ul 152	2476	Biegebach R: 341512-22 H: 528945-49	55,56	0,484	15,10	2,82	1,72	3,86	4,35
Ul 153	2477+2478	R: 341683 H: 529125	57,93	0,600	15,84	3,56	2,41	3,59	4,14
Ul 187	2786	R: 341685 H: 528934	61,59	0,905	15,55	4,65	2,74	3,34	4,09
Ul 318	66	Forstweg bei Glashütten R: 341780 H: 528317	60,88	0,533	15,37	3,31	2,08	3,65	4,18

Tabelle 38b

Dunkle, feinkörnige EINSCHLÜSSE im MAMBACHER GRANIT

Proben-Nr.	Dünnschl.-Nr.	Fundort	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	Na_2O	K_2O
Ul 55	2353	Forstweg Elbenschwand R: 341216 H: 529152	69,78	0,430	13,54	2,53	1,28	3,49	4,47
Ul 58	2356	Forstweg Elbenschwand R: 341216 H: 529152	68,94	0,405	14,20	2,43	1,26	3,67	4,96
Ul 59	2357	Forstweg Elbenschwand R: 341216 H: 529152	70,24	0,414	14,26	2,49	0,95	3,75	4,37
Ul 60	2358	Forstweg Elbenschwand R: 341216 H: 529152	66,78	0,462	15,46	2,93	1,73	3,47	4,92
Ul 197	2797	Str. Mambach-Wembach R: 341631 H: 528923	66,51	0,743	14,86	3,24	0,77	3,71	3,98

Tabelle 39

MAMBACHER GRANODIORIT

Dünnschl.-Nr.	Plg.	Kfs.	Qu.	Bio. +Chl.	Hbl.	Prx.	Msk.	Apt.	Zrk.	Orth.	Tit.	E.	Ep.	Kal.	Mon.
2405	55,4	11,6	9,9	16,6	6,2	-	-	0,290	0,012	-	0,310	0,07	0,04	-	-
2873	52,1	15,5	20,9	11,3	-	-	-	0,339	0,015	-	sek.	0,11	-	-	-
2380	50,1	13,6	24,3	12,0	-	-	-	0,148	0,028	0,16	sek.	0,08	Sp.	Sp.	-
2864	50,0	11,2	21,5	16,8	0,3	-	-	0,159	0,027	0,077	Sp.	0,05	Sp.	-	-
2482	49,4	15,0	12,7	17,4	5,2	-	-	0,106	0,030	-	0,05	0,06	Sp.	-	-
2305	49,3	13,9	16,0	18,5	2,1	-	-	0,160	0,028	Sp.	Sp.	0,03	-	-	-
2319b	49,3	20,9	8,9	20,8	-	-	-	0,861	0,021	-	sek.	0,01	-	-	-
83	49,1	16,7	9,5	15,4	8,8	-	-	0,159	0,009	-	0,166	0,09	Sp.	-	-
720	48,8	13,2	24,3	13,6	-	-	-	0,114	0,030	0,026	sek.	0,02	-	-	-
62	48,7	18,0	25,4	7,7	-	-	Sp.	0,087	0,009	-	sek.	0,04	sek.	Sp.	Sp.
70	48,6	22,7	13,3	14,7	-	-	0,20	0,281	0,009	-	Sp.	Sp.	-	Sp.	-
35	48,3	10,2	29,2	12,0	-	-	-	0,311	0,004	Sp.	Sp.	Sp.	-	-	-
2314	48,0	19,6	24,6	7,8	-	-	-	0,051	0,011	-	sek.	sek.	-	-	-
2304	47,7	14,0	26,2	12,1	-	-	-	0,152	0,023	-	-	0,06	-	-	-
63	47,5	17,1	25,5	9,6	-	-	0,03	0,142	0,020	-	Sp.	Sp.	-	-	-

Tabelle 39 (Fortsetzung)

Dünnschl.-Nr.	Plg.	Kfs.	Qu.	Bio. +Chl.	Hbl.	Prx.	Msk.	Apt.	Zrk.	Orth.	Tit.	E.	Ep.	Kal.
2826	47,5	14,8	21,8	14,1	1,6	-	-	0,154	0,027	-	Sp.	0,03	-	-
2811	47,4	11,6	23,9	16,9	0,3	-	Sp.	0,226	0,020	0,12	sek.	0,03	sek.	-
2838	47,2	16,2	24,2	11,8	-	-	Sp.	0,324	0,014	-	-	Sp.	-	-
2417	46,6	21,1	22,5	9,9	-	-	-	0,098	0,014	Sp.	sek.	0,08	-	-
2499	46,5	18,2	24,3	11,0	-	-	-	0,129	0,016	Sp.	sek.	0,03	sek.	sek.
2385	45,8	12,1	22,3	19,8	-	-	-	0,015	0,070	-	-	0,05	sek.	-
2326	45,3	23,3	18,1	13,2	-	Sp.	-	0,143	0,033	0,02	0,01	0,01	-	-
2787	45,0	25,9	16,3	12,5	-	-	-	0,197	0,017	Sp.	sek.	0,03	0,04	-
2825	44,4	15,1	24,0	15,1	-	-	Sp.	0,344	0,020	Sp.	sek.	0,08	-	Sp.
2438	44,3	19,2	14,9	14,7	6,8	-	-	0,206	0,032	Sp.	0,03	0,05	Sp.	-
2450	44,3	21,5	18,5	15,4	-	-	-	0,312	0,016	-	sek.	0,06	sek.	-
2364	44,3	16,3	27,5	12,0	-	-	-	0,130	0,030	-	-	0,09	-	-
2321	44,0	19,6	20,5	16,0	-	-	-	0,333	0,015	-	-	0,01	-	-
2455	43,6	19,2	25,3	11,6	-	-	-	0,236	0,016	Sp.	sek.	0,08	-	-
2465	43,3	25,6	19,5	11,4	-	-	Sp.	0,316	0,020	-	sek.	0,03	-	-
2462	42,9	14,7	30,1	11,6	-	-	-	0,276	0,013	-	Sp.	0,05	Sp.	-
2821	42,9	8,1	40,9	7,9	-	-	-	0,072	0,044	-	sek.	Sp.	sek.	-
2859	41,5	22,9	14,7	14,9	5,8	-	-	0,166	0,027	-	Sp.	0,13	Sp.	-
2379	41,3	17,9	33,5	6,9	-	-	-	0,068	0,017	-	sek.	0,05	1,5	-

Tabelle 39 (Fortsetzung)

Dünnschl.-Nr.	Plg.	Kfs.	Qu.	Bio. +Chl.	Hbl.	Msk.	Apt.	Zrk.	Orth.	Tit.	E.	Ep.	Kal.	Mon.
2483	40,9	21,2	22,6	14,8	-	1,4	0,552	0,010	-	Sp.	0,07	-	-	-
2791	40,2	29,4	18,6	11,4	-	Sp.	0,219	0,018	0,08	0,02	0,03	0,04	-	-
2868	39,8	15,2	30,1	14,6	-	-	0,189	0,029	-	sek.	0,05	-	-	-
95	39,6	26,3	20,8	12,8	-	Sp.	0,185	0,019	-	sek.	0,05	0,03	-	-
2360	39,6	16,2	27,3	16,3	-	-	0,072	0,017	0,12	sek.	0,01	sek.	-	-
2382	38,5	23,4	27,7	10,6	-	-	0,115	0,020	-	-	0,02	-	-	-
2493	38,4	30,0	20,1	10,1	-	-	0,344	0,007	-	sek.	0,01	sek.	-	-
722	37,7	19,2	27,6	15,1	-	-	0,172	0,015	0,07	sek.	0,11	-	-	-
2486	37,7	19,8	29,5	12,5	Sp.	-	0,183	0,019	Sp.	sek.	Sp.	-	-	-
5	36,6	20,7	34,8	7,6	-	Sp.	0,108	0,023	-	Sp.	Sp.	-	-	-
51	35,4	23,9	32,2	8,1	-	-	0,114	0,010	-	sek.	0,10	-	Sp.	Sp.
2484	34,2	27,0	31,3	7,3	-	-	0,173	0,012	-	sek.	0,04	sek.	-	-
2494	32,8	27,2	28,3	11,5	-	-	0,104	0,014	-	sek.	-	sek.	-	-
2377	32,8	23,3	35,2	8,7	-	-	0,106	Sp.	0,01	0,12	-	-	-	-
2390	30,6	29,1	28,3	12,1	-	-	0,307	0,030	-	-	0,01	-	-	-
2340	27,6	28,6	36,8	6,9	-	-	0,118	Sp.	-	Sp.	0,04	-	-	-

Tabelle 40

MAMBACHER GRANIT

Dünnschl.-Nr.	Plg.	Kfs.	Qu.	Bio. +Chl.	Msk.	Cord.	Apt.	Zrk.	Tit.	E.	Ep.	Mon.
66	39,1	27,8	27,8	4,9	0,2	-	Sp.	0,009	-	0,06	-	Sp.
54	38,0	34,9	22,8	3,5	0,8	-	0,056	0,003	sek.	0,23	-	-
2306	38,0	32,0	24,9	4,7	0,3	-	0,056	0,010	-	Sp.	-	-
2411+2412	37,4	28,2	28,7	4,5	1,4	Sp.	0,007	0,009	sek.	sek.	-	-
2387	37,1	31,8	25,4	1,7	1,3	1,6	Sp.	0,011	Sp.	0,071	-	Sp.
2389	35,5	31,1	25,9	5,5	Sp.	0,2	Sp.	0,017	sek.	0,01	-	Sp.
2362	35,1	31,6	27,3	4,6	1,3	0,1	0,026	0,005	sek.	0,01	-	-
2413	35,0	33,3	26,6	2,3	0,2	2,2	0,003	0,008	sek.	sek.	-	-
2819	34,8	31,7	28,0	4,3	1,4	Sp.	0,003	0,009	sek.	0,07	sek.	-
92	33,7	32,4	28,5	1,5	1,7	2,0	Sp.	0,007	0,07	0,10	-	-
69	33,5	35,3	27,2	3,8	0,2	-	0,063	0,006	sek.	0,01	-	Sp.
2797	32,9	38,8	24,5	3,6	Sp.	-	0,045	0,003	sek.	0,08	sek.	-
2359	32,6	34,0	25,2	7,5	0,5	0,8	0,234	0,015	sek.	sek.	-	-
89	32,3	28,7	33,1	3,9	0,7	1,0	Sp.	0,004	sek.	0,08	-	-
2313	32,2	37,3	26,9	3,7	-	-	0,069	0,005	sek.	0,04	Sp.	-
2476	31,9	33,7	29,1	4,2	0,7	0,2	0,054	Sp.	-	sek.	-	-
2309	31,8	39,5	24,6	4,1	-	Sp.	0,104	0,008	sek.	0,02	-	-

Tabelle 40 (Fortsetzung)

Dünnschl.-Nr.	Plg.	Kfs.	Qu.	Bio. +Chl.	Msk.	Cord.	Apt.	Zrk.	Orth.	Tit.	E.	Ep.	Mon.
93	31,7	33,2	29,3	4,8	0,8	-	0,038	0,002	-	0,04	0,20	-	-
2810	31,1	29,1	31,1	2,8	1,1	4,5	Sp.	0,005	-	0,04	0,26	-	-
2448	31,0	37,3	27,8	3,7	sek.	-	0,180	0,010	-	sek.	0,02	-	-
2401	30,8	35,2	27,2	5,9	0,3	0,5	Sp.	0,007	-	sek.	0,02	-	Sp.
2337	30,6	31,1	32,8	1,9	0,2	0,3	Sp.	Sp.	-	0,01	0,01	-	Sp.
67	30,4	31,1	33,3	2,7	0,7	1,6	Sp.	0,007	-	-	0,18	-	Sp.
87	30,4	36,9	28,7	3,6	0,2	Sp.	0,003	0,006	-	-	0,04	-	-
27	28,2	37,9	30,9	2,9	-	-	0,021	0,006	Sp.	-	0,02	Sp.	-
2308	27,8	35,4	32,1	4,3	0,1	0,3	0,036	0,005	-	sek.	0,02	-	-
2338	27,7	30,0	37,1	1,0	4,3	Sp.	0,007	0,003	-	sek.	0,01	Sp.	-
2393	23,9	45,7	28,4	1,5	Sp.	-	Sp.	0,002	-	sek.	0,03	-	Sp.
2316	23,4	39,3	30,1	4,9	2,3	<0,1	0,004	0,003	-	sek.	0,03	-	-

Tabelle 41

GRANODIORIT des WEHRA - WIESENTALES (DiW)

Dünnschl.-Nr.	Plg.	Kfs.	Qu.	Bio. +Chl.	Hbl.	Apt.	Zrk.	Orth.	Tit.	E.	Ep.	Kal.
17	58,9	4,3	15,0	10,8	10,6	0,375	0,020	0,03	0,05	0,13	-	-
1607	53,3	2,4	24,2	19,3	-	0,513	0,011	-	sek.	0,04	0,09	-
49	53,1	10,5	19,7	12,3	3,4	0,409	0,018	0,04	0,08	0,18	Sp.	-
23	47,5	15,9	16,9	15,9	3,2	0,584	0,014	-	0,23	Sp.	Sp.	Sp.
44	46,1	13,2	27,0	7,8	4,9	0,383	0,012	0,04	0,24	0,19	0,03	-
96	45,6	13,2	16,7	16,2	6,8	0,810	0,050	Sp.	0,25	Sp.	-	-
61	45,5	16,4	18,1	13,0	6,2	0,358	0,015	0,14	0,09	0,08	-	Sp.
770	44,2	17,1	22,6	14,9	-	0,463	0,019	Sp.	0,30	0,454	-	-
2485	44,2	12,9	17,3	17,6	6,9	0,568	0,011	-	0,44	0,14	0,09	-
1606	44,1	15,8	29,7	15,8	9,8	0,402	0,035	Sp.	sek.	0,19	-	-
1609	43,4	24,8	25,2	6,2	-	0,248	0,017	-	sek.	0,09	sek.	-
771	43,1	12,8	18,0	17,5	4,7	0,680	0,015	-	0,24	0,08	2,7	-
2457	42,9	9,7	18,6	17,9	8,7	0,620	0,017	-	0,12	0,12	0,09	Sp.
1224	42,8	17,8	19,9	12,5	6,2	0,759	0,050	-	0,38	0,04	0,09	-
41	42,6	15,0	21,5	16,6	3,5	0,470	0,020	0,08	0,26	0,20	0,06	-
2434	41,7	11,5	16,8	19,6	8,3	0,843	0,026	-	0,41	0,03	0,30	-
40	41,4	12,7	19,8	19,2	4,0	0,646	0,033	0,64	0,40	Sp.	0,83	-

Tabelle 41 (Fortsetzung)

Dünnschl.-Nr.	Plg.	Kfs.	Qu.	Bio. +Chl.	Hbl.	Apt.	Zrk.	Orth.	Tit.	E.	Ep.	Kal.
42	39,4	20,4	29,7	7,4	1,6	0,250	0,017	0,04	0,10	0,04	0,45	Sp.
1244	39,0	17,8	19,7	20,9	3,0	0,398	0,007	-	0,01	0,30	-	-
14	32,4	31,5	20,8	6,6	8,2	0,362	0,005	Sp.	0,06	0,05	-	-
46	30,4	30,5	19,9	8,4	9,4	0,522	0,007	Sp.	0,24	0,02	0,30	Sp.
47	26,0	36,1	18,8	8,3	9,8	0,466	0,020	0,13	0,18	Sp.	-	-

Tabelle 42

BIOTIT – PLAGIOKLAS – KALIFELDSPAT – GNEISE , metablastisch

Dünnschl.-Nr.	Plg.	Kfs.	Qu.	Bio. +Chl.	Msk.	Apt.	Zrk.	Orth.	Tit.	E.	Ep.	Kal.	Mon.
2804	56,8	25,0	1,5	16,4	–	0,410	0,014	0,L0	sek.	0,02	Sp.	–	–
2311	53,4	16,4	18,3	11,9	–	0,252	0,024	Sp.	sek.	0,15	Sp.	–	–
2800	50,0	4,3	33,3	12,1	Sp.	Sp.	0,010	–	0,01	Sp.	Sp.	–	–
2367	45,9	19,7	30,0	4,2	0,2	0,053	0,008	–	sek.	Sp.	–	–	–
11	42,7	17,2	29,2	10,6	–	0,073	0,014	0,09	sek.	0,06	sek.	Sp.	Sp.
2354	40,4	18,7	35,1	5,8	–	0,115	0,016	Sp.	–	0,17	Sp.	–	–
2870+2871	39,1	27,1	17,8	15,4	Sp.	0,633	0,025	Sp.	Sp.	0,06	Sp.	–	–
2361	38,7	24,4	27,2	9,7	–	0,200	0,017	Sp.	sek.	0,11	–	–	–
2394	38,2	33,0	23,6	5,1	0,3	0,005	0,002	–	sek.	Sp.	–	–	–
2418	38,0	22,5	27,4	12,1	–	0,110	0,029	0,02	0,01	0,22	0,05	–	–
719	37,1	28,4	19,1	15,0	–	0,182	0,029	0,06	sek.	0,04	Sp.	–	–
2399	36,2	21,9	31,8	10,0	–	0,094	0,009	Sp.	sek.	–	–	–	–
9+10	36,0	23,6	30,2	10,0	–	0,115	0,023	0,05	–	0,05	–	–	Sp.
2857	34,9	26,4	32,4	6,2	–	0,049	0,007	–	sek.	0,03	sek.	–	–
2378	33,3	25,8	25,2	15,7	–	0,100	0,012	Sp.	sek.	0,09	–	–	–
2301	33,1	26,4	29,9	10,5	–	0,112	0,026	–	–	0,13	Sp.	–	–
33	32,9	19,2	28,1	19,2	Sp.	0,008	0,025	–	–	0,12	–	–	–

Tabelle 42 (Fortsetzung)

Dünnschl.-Nr.	Plg.	Kfs.	Qu.	Bio. +Chl.	Msk.	Grn.	Apt.	Zrk.	Orth.	Tit.	E.	Ep.	Kal.	Xen.
2772	32,8	21,5	34,2	11,1	Sp.	0,008	0,191	0,029	Sp.	sek.	0,07	-	-	-
2774	32,4	32,6	27,3	7,1	-	-	0,189	0,011	0,05	0,15	Sp.	0,33	-	-
32	31,6	33,5	23,2	11,0	0,3	Sp.	0,003	0,011	-	0,05	0,04	Sp.	-	-
2877	30,9	29,7	30,9	7,4	-	-	0,182	0,022	0,04	sek.	0,18	-	Sp.	-
2315	30,8	29,3	30,9	9,0	-	Sp.	0,130	0,028	-	-	0,01	-	-	-
2307	30,7	34,2	23,1	11,9	-	-	0,263	0,035	-	sek.	0,03	-	-	-
2844b	29,4	27,6	25,8	17,1	-	Sp.	0,020	0,031	-	sek.	0,09	Sp.	-	0,06
2347	29,2	39,1	26,6	5,2	-	-	0,103	0,010	-	sek.	0,06	sek.	-	-
2374	29,2	37,1	29,2	4,6	-	-	0,230	0,011	-	sek.	0,04	Sp.	-	-
2771	28,2	34,1	29,2	7,9	sek.	-	0,114	0,025	-	sek.	0,18	Sp.	-	Sp.
2818	22,3	32,4	35,9	9,6	Sp.	Sp.	0,152	0,009	-	sek.	0,09	-	-	-

Tabelle 43

Helle BIOTIT - HORNBLENDE - GNEISE , metablastisch

Dünnschl.-Nr.	Plg.	Kfs.	Qu.	Bio. +Chl.	Hbl.	Apt.	Zrk.	Orth.	Tit.	E.	Ep.
2366	55,8	4,6	25,3	13,3	1,1	0,220	0,017	Sp.	0,10	0,07	Sp.
2343	49,4	9,5	26,2	11,8	2,7	0,330	0,033	Sp.	0,53	0,18	Sp.
2414	47,2	22,4	13,7	10,5	6,2	0,300	0,017	Sp.	0,18	0,01	Sp.
2331	45,5	17,7	17,7	17,9	1,0	0,402	0,006	Sp.	sek.	0,01	0,4
2812	45,0	16,4	18,3	11,5	8,0	0,420	0,016	-	0,06	0,08	-
2409	43,1	18,8	21,8	13,5	2,8	0,280	0,015	Sp.	Sp.	Sp.	-
2328	41,6	22,7	25,3	8,3	2,1	0,310	Sp.	-	0,19	0,07	Sp.
2415	39,6	20,3	26,7	8,7	4,7	0,320	Sp.	0,022	0,31	0,03	-
2334	34,0	30,4	17,8	10,0	7,1	0,250	0,014	Sp.	0,33	0,02	-

Tabelle 44

Intermediäre BIOTIT - HORNBLENDE - GNEISE , feinkörnig-reliktisch

Dünnschl.-Nr.	Plg.	Kfs.	Qu.	Bio. +Chl.	Hbl.	Akz.	Bio./ Hbl.
2785	57,6	6,8	9,9	12,7	12,7	n.b.	1,0 : 1
2351	55,2	Sp.	15,8	21,7	7,3	n.b.	3,0 : 1
2784	55,1	6,4	11,5	15,7	11,5	n.b.	1,4 : 1
2447	54,1	4,3	9,6	18,1	13,7	n.b.	1,3 : 1

Tabelle 45

Dunkle, feinkörnige EINSCHLÜSSE im MAMBACHER GRANODIORIT

Dünnschl.-Nr.	Plg.	Kfs.	Qu.	Bio. +Chl.	Hbl.
2781	47,3	-	26,1	26,1	-
2783	46,1	Sp.	23,8	29,9	-
2775	45,8	-	26,3	27,5	Sp.
2782	44,9	Sp.	28,8	25,8	-
2788	44,2	-	23,8	31,0	Sp.
2495	41,1	-	27,3	33,3	-
2861	40,3	Sp.	18,9	40,0	Sp.
2468	39,9	1,8	26,4	30,3	0,6
78	39,8	Sp.	29,5	29,3	Sp.
37	38,9	16,6	17,0	19,2	8,0
2475	37,9	Sp.	22,5	39,0	Sp.
2842	37,0	Sp.	26,0	36,7	-
74	33,7	8,2	26,3	29,9	1,8
75	33,0	0,2	24,4	38,7	2,7
2770	31,5	5,7	27,8	34,4	Sp.

Tabelle 46

Dunkle,feinkörnige EINSCHLÜSSE im MAMBACHER GRANIT

Dünnschl.-Nr.	Plg.	Kfs.	Qu.	Bio. +Chl.	Hbl.
6	49,8	12,6	18,3	19,2	0,3
2476	46,0	2,3	27,1	24,0	-
2477+2478	44,4	17,7	22,5	16,2	-
2786	43,2	15,9	18,2	19,1	2,5
2336	41,8	24,7	19,4	14,0	-
2798	41,8	17,9	25,4	14,9	-
2358	36,0	22,5	27,0	14,0	0,4
2356	35,8	25,5	24,9	13,0	0,7
2353	35,3	20,1	30,9	13,6	0,1

Typuslokalitäten der verschiedenen Gesteine

Gesteinstyp	Fundort (Hoch- und Rechtswerte)	
Mambacher Granit Gangförmige Varietät	Str. Kl. Wiesental	R: 341187 H: 529072
	Stbr. Elbenschwand	R: 341214 H: 529124
	Kl. Wiesental, oberh. Langensee	R: 341160 H: 529004
Plutonische Varietät	Str. Adelsberg - Unterblauen	R: 341333 H: 528801
	Mambach, Gr. Wiesental	R: 341566 H: 528879
	Neuer Forstweg, oberh. Glashütten	R: 341784 H: 528921
Gruppe der Quarzdiorite	Stbr. Glatt, Oberelbenschwand	R: 341296 H: 529107
	Stbr. Bubshorn	R: 341467 H: 529108
	Buckwald	R: 341291 H: 529079
	Kl. Wiesental	R: 341296 H: 529107
	Geißhalde, Wehratal	R: 341906 H: 528134
	Unt. Ried	R: 341970 H: 528340
	Glaserkopf	R: 341852-43 H:528300
	SW-Hang des Zeller Hochblauen	R: 341362 H: 528908
Mambacher Granodiorit	Kl. Wiesental	R: 341214 H: 529142
	Holl, Kl. Wiesental	R: 341098 H: 528950
	Langensee, Kl. Wiesental	R: 341136 H: 528994
	Zeller Hochblauen	R: 341394 H: 528905
	Neuer Forstweg, oberh. Glashütten	R: 341784 H: 528321
Gneisaltbestand	Kl. Wiesental	R: 341215 H: 529144
a) Feinkörnig-reliktische Biotit-Plagioklas- (Kalifeldspat) -Gneise	Kl. Wiesental	R: 341214 H: 529142
	Weg Riedichen - Hohe Möhr	R: 341640 H: 528470
b) Feinkörnig-reliktische Biotit-Hornblende-Gneise	Kl. Wiesental	R: 341215 H: 529144

Tabelle 47 (Fortsetzung)

Gesteinstyp	Fundort (Hoch- und Rechtswerte)	
c) Mittelkörnige, metablastische Biotit-Plagioklas-(Kalifeldspat)-Gneise	Stbr. Kl. Wiesental	R: 341214 H: 529144
	Holl, Kl. Wiesental	R: 341098 H: 528950
	Str. Pfaffenberg - Käsern	R: 341478 H: 528915
	Wehratalstraße	R: 342015 H: 528170
d) Helle, mittel-grobkörnige, hornblendeführende Gneise	Oberh. vom Grüben	R: 341418 H: 528826
	Bändelbach	R: 341580 H: 529055
e) Mittelkörnige, intermediäre Biotit-Hornblende-Gneise	Laubekopf	R: 341072 H: 528900
f) Diopsid-Gneise	Laubekopf	R: 341072 H: 528900
Amphibolite	Blauener Ebene	R: 341339-30 H: 528917-19
	Wehratal, östl. Felsenhütte	R: 342038 H: 529130
Kalksilikatfelse	Kl. Wiesental	R: 341214 H: 528168
	Wehratalstraße	R: 342011 H: 528168
Quarzporphyre	Straße Atzenbach - Pfaffenberg	R: 341513 H: 528849
	Straße Käsern - Pfaffenberg	R: 341486 H: 528884
	Südl. Frommsried	R: 341228 H: 528794
	Steinbühl (Haselbach)	R: 341720 H: 528180-90
Feinkörnige Porphyre	Straße Elbenschwand Kl. Wiesental	R: 341222 H: 529089
	Geisgraben	R: 341156 H: 528980
	Kl. Wiesental	R: 341156 H: 528981
Granitporphyre	Kl. Wiesental	R: 341210-1194 H: 529160-9285
	Böllental	R: 341560-25 H: 529394-9412

Tabelle 47 (Fortsetzung)

Gesteinstyp	Fundort (Hoch- und Rechtswerte)		
Lamprophyre	Kl. Wiesental	R: 341216	H: 529152
	Kl. Wiesental	R: 341214	H: 529107
	Kl. Wiesental	R: 341211	H: 529098
	Am Aspengraben	R: 341232	H: 528902
	Forstweg Elbenschwand	R: 341215	H: 529233
	Wehratal	R: 342090	H: 528260
	Heuelgraben, Wehratal	R: 342010	H: 528064

Lebenslauf

Am 28.April 1941 wurde ich,Reinhard Ballhorn,als Sohn des Reichsbahndirektors Kurt Ballhorn und seiner Ehefrau Thea Ballhorn,geborene Kühnen,in Paderborn geboren.

Bis zum zweiten Volksschuljahr besuchte ich dort die Bonifatiusschule.Aufgrund einer dienstlichen Versetzung meines Vaters zogen wir 1949 nach Essen,wo ich auf dem neusprachlichen Gymnasium in Essen-Werden nach neunjährigem Schulbesuch im März 1961 das Abitur ablegte.

Zum Sommersemester 1961 immatrikulierte ich mich zum Studium der Geologie an der Wilhelms Universität Münster.Nach zwei Semestern setzte ich das Studium an der Freien Universität Berlin fort.Nach bestandenem Vorexamen wechselte ich zur Fachrichtung Mineralogie-Petrographie. Im Wintersemester 1965/1966 bestand ich das Diplomenexamen mit der Gesamtnote " sehr gut ".

Seit dem 1.Juli 1969 bin ich wissenschaftlicher Assistent am mineralogischen Institut der Freien Universität Berlin.

Meine akademischen Lehrer:

Prof.Dr.K.R.Mehnert (Mineralogie,Petrographie und Lagerstättenkunde)
Prof.Dr.H.Seifert (Mineralogie)
Prof.Dr.F.Lotze (Geologie)
Prof.Dr.M.Richter (Geologie)
Prof.Dr.W.Klemm (Anorganische Chemie)
Prof.Dr.H.Lassen (Physik)
Prof.Dr.W.G.Kühne (Paläontologie)
Prof.Dr.W.Ulrich (Zoologie)

Druck: Dissertationsdruckstelle, 1 Berlin 33